

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ
GEOTECHNISCHE SERIE

herausgegeben von der

Schweizerischen Geotechnischen Kommission
(Organ der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften)

Lieferung
92

MATERIAUX POUR LA GEOLOGIE DE LA SUISSE
SERIE GEOTECHNIQUE

publiés par la

Commission Géotechnique Suisse
(Organe de l'Académie Suisse des Sciences Naturelles)

Erdbebengefährdung in Abhängigkeit vom Geologischen Untergrund

Ch. Beer

1997

Verkauf durch die Schweizerische Geotechnische Kommission, ETH-Zentrum, 8092 Zürich
Publiziert mit Unterstützung der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften

Dissertationsschrift, Diss ETH Nr. 11740
Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, 1997
Referent: Prof. Dr. C. Schindler
Korreferent: Dr. D. Mayer-Rosa, Dr. J. Studer, Prof. Dr. V. Dietrich

Redaktion und DTP: Schweizerische Geotechnische Kommission
Druck: Druckerei Flawil AG, Flawil
Gedruckt auf chlorfrei gebleichtem Papier

ISBN 3-907997-25-5
ISSN 0582-1630

VORWORT DER SCHWEIZERISCHEN GEOTECHNISCHEN KOMMISSION

Von allen Naturkatastrophen stellen Erdbeben für besiedelte Gebiete die grössten Gefahren dar. Zwei Drittel aller Opfer sind Erdbeben und ihren Auswirkungen zuzuschreiben. Die Menge aller Zerstörungen durch Naturkatastrophen hat sich seit den sechziger Jahren verdreifacht. Dies ist vor allem auf die starke Bevölkerungszunahme, das ständige massive Wachstum der Städte mit der damit verbundenen Industrialisierung und katastrophenanfälligen Technologien zurückzuführen. Den Zerstörungspotentialen der Naturereignisse wie Erdbeben, Überflutungen, Feuersbrünste, kurzfristigen Wetter- und Klimaschwankungen wird bisher nur wenig Beachtung zugemessen. Dies trifft auch für die Schweiz zu. In bezug auf ihre Auswirkungen liegen meist nur unzureichende Planung, Infrastrukturerweiterung, konstruktive und bauliche Massnahmen vor.

Die Zerstörungskräfte von Erdbeben sind seit Menschengedenken bekannt. Heute noch stellen Erdbeben unvorhersehbare Naturereignisse dar. Sie versetzen Mensch und Tier in Angst und Schrecken und verbreiten Panik, da sie meist kurzzeitig auftreten, häufig mehrphasig ablaufen und ihre Dauer nicht abschätzbar ist. Obwohl weltweit zahlreiche Forschungsobjekte über ihre zeitliche Varianz und Eintretenswahrscheinlichkeit laufen, liegen noch keinerlei schlüssige Ergebnisse vor.

Hingegen wird die räumliche Verteilung der durch Beben gefährdeten Gebiete zunehmend bekannt. Je nach Tiefenlage und Art der Beben können ihre Oberflächenwirkungen sowohl empirisch als auch statistisch mathematisch in Modellen erfasst werden.

Zielsetzung vieler Untersuchungen ist nicht mehr die Vorhersage von Beben sondern ihre Schadensbegrenzung. Um dieses Ziel zu erreichen, erfolgen detaillierte Studien der Oberflächenintensitäten (Epizentralintensitäten) sowie der Zerstörungsgrade auf Gebäude, Versorgungsadern und -wege und Industrieanlagen.

Seit den Erdbebenkatastrophen 1985 in Mexiko City, 1988 in Armenien, 1989 in Loma Prieta, Corinth und Kotani (Griechenland) hat man eine Abhängigkeit der Intensitäten vom geologischen Untergrund erkannt. Als Folge wird versucht, eine räumliche Zonierung der Intensitäten unter Berücksichtigung der physikalischen Eigenschaften der Böden und Untergrundgesteine in Dimensionen von wenigen hundert Metern bis zu einigen Kilometern aufzustellen (sogenannte Mikrozonierung).

Die vorliegende Dissertation von Herrn Ch. Beer stellt eine zusammenfassende Betrachtung mehrerer Mikrozonierung-Pilotstudien in geologisch unterschiedlichen Regionen der Schweiz dar. Untersucht wurden das Obwaldner Haupttal, das Gebiet Drachenried und Stanserallmend-Engelbergertal im Kt. Nidwalden, das St. Galler Rheintal und die Region von Solothurn mit angrenzendem Jura. Diese interdisziplinären Studien wurden in den vergangenen Jahren von mehreren schweizerischen Hochschulinstituten, eidgenössischen und kantonalen Amtsstellen und Fachgruppen durchgeführt.

Neben der Darstellung der standortspezifischen geologischen und geotechnischen Verhältnisse und der makroseismischen Grundlagen (Erdbebengefährdung in der Schweiz; Methodik zur Bestimmung der regionalen seismischen Gefährdung) liegt das Hauptgewicht der vorliegenden Arbeit in der Auswahl der lokalen, intensitätsbeeinflussenden Bodenparameter.

Im Vergleich zu Festgesteinen (Kalk, Dolomit, Mergel, Schiefer) verstärken die Lockergesteine, insbesondere feinkörnige wassergesättigte Silte und Tone, seismische Intensitäten im Oberflächenbereich. Korngrösse, Kornverteilung (Mächtigkeiten), Lagerungsverhältnisse und strukturelle Konfigurationen (Störungssysteme, fazielle Verzahnung, Übergänge von Fest- zu Lockergestein und Verwitterungserscheinungen) werden als beeinflussende Grössen in den Korrekturschemata und Korrelationsanalysen verwendet.

Dabei muss festgestellt werden, dass es sich generell um empirisch ermittelte Einflussgrössen handelt, welche einer komplexen statistischen Analyse unterzogen werden. Erschwerend war, dass alle Berechnungen mit sehr unterschiedlichen Datenmengen und Datenqualitäten sowie standortbezogen durchgeführt werden mussten. Zudem verlangt die Methode der gewichteten Zuordnung der Intensitätskorrekturwerte für die Mikrozonierung zwingend eine Berücksichtigung der Fehlerbreiten.

Die Verwendung der makroseismischen Intensitäten (I-MSK) weist für Untersuchungen nach 1900 eine Abweichung von einer Intensitätseinheit auf. Der Fehler der Methodik selbst und die Skala der ganzen Intensitätsstufen liegt bei einer weiteren Intensitätseinheit.

Die Korrelationsanalyse der bodenspezifischen Parameter zeigt trotz den allgemein vorgegebenen Intensitätsab-

weichungen eine eindeutige Abhängigkeit der Intensitätsabweichungen. Die lokale Variation von zwei bis drei MSK-Intensitäten innerhalb der vier schweizerischen Testgebiete (Obwalden, Nidwalden, Solothurn und St. Galler Rheintal) zeigt trotz der gleichartigen Fehlerbreiten die eindeutige Abhängigkeit der Oberflächenintensitäten vom geologischen Untergrund.

Diese zusammenfassende Studie stellt einen wichtigen Beitrag für die Beurteilung erdbebengefährdeter Regionen dar. Sie ist als ein erster Schritt in der quantitativen Analyse der Mikrozonierung zu sehen. Weitere Untersuchungen, basierend auf grösseren Datenmengen und unterschiedlicher Methodik, müssen ausgeführt werden. Damit kann dieser methodische Ansatz als wesentlicher Bestandteil einer Erdbebengefährdungsanalyse und ihrer Sekundäreffekte wie Setzungen, Bodenverflüssigung und Hangbewegungen (Rutschungen, Fels- und Bergstürze) in betracht gezogen werden. Intensitätskorrekturwerte mit ihren Fehlerangaben stellen wichtige Grundlagen und Basisdaten für das seismische Ingenieurwesen (Anti-Seismic Design, ASD; Wahrscheinlichkeitsfunktionen; Risikoanalysen) sowie für Planer und öffentliche Institutionen dar.

Die Schweizerische Geotechnische Kommission dankt dem Autor für die Möglichkeit, diese Arbeit in ihre Schriftenreihe aufzunehmen und damit vielen Interessierten zugänglich zu machen.

Für den Inhalt von Text und Figuren ist der Autor allein verantwortlich.

Zürich, im November 1997

Der Präsident der Schweizerischen
Geotechnischen Kommission

Volker Dietrich

VERDANKUNG

Viele Leute haben durch ihre Unterstützung wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen. Mein besonderer Dank gilt dem Referenten meiner Dissertation Prof. Dr. C. Schindler, Ingenieurgeologie ETHZ sowie den Korreferenten Dr. D. Mayer-Rosa vom Schweiz. Erdbebendienst (SED), Dr. J. Studer von Studer Engineering und Prof. Dr. V. Dietrich vom Institut für Mineralogie und Petrographie ETHZ für die wertvollen fachlichen Diskussionen.

Die Forschungsprojekte, auf welchen die Arbeit aufbaut, sind finanziell massgeblich unterstützt worden durch die Ingenieurgeologie ETH-Zürich, den Schweizerischen Nationalfond (NFP 31, U. Roth und Dr. P. Kunz), dem Schweizerischen Nationalen Komitee IDNDR (Prof. Dr. Ch. Emmenegger, Dr. O. Lateltin), der Sektion Hydrogeologie und Geologische Risiken, Landeshydrologie und -geologie (Dr. J.-P. Tripet).

Für das Einsenden zahlreicher geologischer und geotechnischer Berichte und Sondierungen danke ich den folgenden Personen, Büros und Amtsstellen:

- D. Estoppey, Ingenieurgeologie ETH-Zürich
- Dr. Max Kobel + Partner AG, Sargans
- Dr. von Moos AG, Zürich
- Büro für Hydrogeologie P. Anghern AG, Weggis
- CSD Colombi Schmutz Dorthe AG, Kriens
- Geotest AG, Horw
- Grundbauberatung AG, Buchrain
- Mengis + Lorenz AG, Luzern
- SC + P Sieber Cassina + Partner AG, Zürich
- TGK Tiefengas Konsortium, Ennetbürgen
- Amt für Wasserwirtschaft, Solothurn
- Amt für Umweltschutz, St. Gallen
- Oberforstamt Kanton Obwalden, Sarnen
- Baudepartement Kanton Obwalden, Sarnen
- Centre de recherches scientifiques fondamentales et appliquées de Sion (CRSFA) et Département des travaux publics du canton du Valais, Sion
- Kantonsgeologie Basel (Dr. L. Hauber, Dr. T. Noack)

In geophysikalischen, seismologischen Fragen haben mir Dr. E. Rüttener, Dr. P. Smit, Dr. D. Fäh und Dr. S. Sellami vom Schweizerischen Erdbebendienst wertvolle Unterstützung geboten. Interessante Diskussionen zum Thema Erdbebengefährdung, welche meine Arbeit beeinflusst haben, konnte ich mit J. Balmer, Stabsstelle Gesamtverteidigung des Bundesamtes für Zivilschutz, Dr. M. Giger vom Amt für

Bevölkerungsschutz und Katastrophenhilfe Kanton Bern, A. Durrer und K. Grunder vom Baudepartement Kanton Obwalden, S. Hess vom Oberforstamt Kanton Obwalden, Prof. Dr. J.J. Wagner und C. Frischknecht vom Département de Minéralogie Univ. Genève führen.

D. Reber und Dr. R. Kündig danke ich für ihre redaktionelle Arbeit und die Organisation des Druckes sowie Dr. H. Raetzo für die Bereinigung des Résumé.

Die Druckkosten wurden in verdankenswerter Weise zur Hälfte von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission gedeckt.

INHALT

Vorwort der Schweizerischen Geotechnischen Kommission	III		
Verdankung	IV		
Inhalt	VII		
Verzeichnis der Tabellen und Figuren	IX		
Zusammenfassung	XI		
Abstract	XII		
Résumé	XIII		
1 Einführung	1		
1.1 Grundidee der Arbeit und damit vernetzte Projekte	1		
1.1.1 Untersuchungsgebiete	2		
1.1.2 Die Arbeit begleitende Projekte	2		
1.2 Ziel der Arbeit	2		
1.3 Erdbebengefährdung in der Schweiz	3		
1.3.1 Beispiele für das Schadenausmass	3		
1.3.2 Erdbebengefährdung im Vergleich mit anderen Naturgefahren	4		
1.3.3 Bestehende Gefährdungskarten und Bau- normen	4		
2 Methode der seismischen Mikrozonierung	5		
2.1 Generelles Vorgehen in dieser Studie	5		
2.2 Vorgehen zur Bestimmung der regionalen seismischen Gefährdung	6		
2.2.1 Definition der seismischen Gefährdung	6		
2.2.2 Methodische Ansätze für Gefährdungs- studien	6		
2.2.2.1 Deterministische Methoden	6		
2.2.2.2 Probabilistische Methoden	6		
2.2.3 Schematische Schritte der probabilis- tischen Gefährdungsanalyse	6		
2.2.4 Ausgangsbasis der regionalen Gefährdung	7		
2.3 Ermittlung der lokalen, intensitäts- beeinflussenden Bodenparameter	7		
2.3.1 Empirische Methoden	7		
2.3.2 Beobachtungsgestütztes, semiempirisches Vorgehen	7		
2.3.2.1 Einführung	7		
2.3.2.2 Erdbebenbeobachtungen	9		
2.3.2.3 Intensitätsabweichungen	9		
2.3.2.4 Aufbau des Bodenmodells	10		
2.3.2.5 Korrelation	11		
2.3.3 Gefährdung durch Sekundäreffekte	13		
2.3.3.1 Grundsätzliches	13		
2.3.3.2 Setzungen	14		
2.3.3.3 Bodenverflüssigung	14		
2.3.3.4 Hanginstabilitäten	14		
3 Resultate und Anwendung	17		
3.1 Einfluss der standortsspezifischen Boden- parameter	17		
3.1.1 Empirisch ermittelte Einflussgrössen	17		
3.1.1.1 Anwendung / Übertragung bestehender Korrekturschemas	17		
3.1.2 Statistisch ermittelte Einflussgrössen aus Korrelationsvergleichen	17		
3.1.2.1 Relevante Korrekturschemata	17		
3.1.2.2 Intensitäts- und Distanzabhängigkeit lokaler bodenspezifischen Effekte	23		
3.1.3 Auswirkungen von Erdbeben auf Hanginstabilitäten	23		
3.2 Seismische Mikrozonierung von ausgesuchten Gebieten	25		
3.2.1 Kanton Obwalden	25		
3.2.1.1 Geographischer Überblick	25		
3.2.1.2 Geologisch/tektonischer Überblick	26		
3.2.1.3 Felsrelief, Quartärmächtigkeit	27		
3.2.1.4 Geotechnische Charakteristik der Böden	29		
3.2.1.5 Grundwasseroberfläche	30		
3.2.1.6 Regionale Seismizität	31		
3.2.1.7 Erdbebenmikrozonierung	31		
3.2.2 Kanton Nidwalden	32		
3.2.2.1 Geologie der Lockergesteine	33		
3.2.2.2 Mikrozonierung Datengrundlage	34		
3.2.3 Kanton Solothurn	34		
3.2.3.1 Geologie des Kantons Solothurns	34		
3.2.3.2 Folgerungen für die Erdbeben- gefährdung des Kantons Solothurn	37		
3.3 Seismische Mikrozonierung – Detail- untersuchungen	37		
3.3.1 Alpnach	37		
3.3.2 Drachenried	37		
3.3.2.1 Quartärgeologischer Überblick: Bildung der heutigen Morphologie zwischen Kerns und Stans	37		
3.3.2.2 Lockergesteine	39		
3.3.2.3 Morphologie des Felsuntergrundes im Drachenried	42		

3.3.2.4	Grundwasser	42
3.3.2.5	Lokale, bodenspezifische Erdbebengefährdung	42
3.3.3	St. Galler Rheintal	43
3.3.3.1	Die Lockergesteinsfüllung des St. Galler Rheintales	43
3.3.3.2	Erdbebengefährdung in Abhängigkeit vom geologischen Untergrund	43
4	Diskussion und Schlussfolgerungen	51
4.1	Wichtigste Resultate	51
4.1.1	Standortsbedingte Unterschiede in den makroseismischen Intensitäten	51
4.1.2	Korrelationen, relevante Einflussgrößen	51
4.1.3	Hanginstabilitäten	51
4.1.4	Methode der Mikrozonierung	51
4.2	Ausblick	52
Literatur		55
Anhang		59
A	Erdbebenskala	59
B	Erdbebenbeobachtungen	60
C	Verteilung der Intensitätsabweichungen	61
D	Verhalten der Intensitätsabweichungen bei mehreren Einflussparameter	62
E	Struktur der Wohngebäude im St. Galler Rheintal	63
F	Lage der Bohrungen im Kanton Obwalden	63
G	Abschätzen des Potentials für Bodenverflüssigung	64

VERZEICHNIS DER TABELLEN UND FIGUREN

Tabellenverzeichnis

Tab. 1.1: Liste historischer Erdbeben der Schweiz mit einer Epizentralintensität \geq VIII	2
Tab. 2.1: Klassifikationsmatrix der seismisch relevanten Bodenparameter für die empirische Korrekturwertbestimmung	8
Tab. 3.1: Korrekturwerte nach U.S. Geological Survey, normiert auf tertiäre Sedimentgesteine	17
Tab. 3.2: Korrekturwerte ΔI für Intensitäten in Abhängigkeit des geologischen Untergrundes im Kanton Obwalden	19
Tab. 3.3: Zusammenstellung der Bodeneigenschaften, welche einen wichtigen Einfluss auf die lokal wahrgenommene Erdbebenstärke haben	19
Tab. 3.4: Auszug aus einer Korrelationsmatrix der Intensitätsabweichungen mit den entsprechenden Bodenparameter aus den Untersuchungen im St. Galler Rheintal	20
Tab. A: Erdbebenskala [MSK]	59
Tab. B: Erdbebenbeobachtungen im St. Galler Rheintal	60

Figurenverzeichnis

Fig. 1.1: Lage der Untersuchungsgebiete	1
Fig. 1.2: Diffuse Seismizitätskarte der historischen Erdbeben der Schweiz von 1300 bis 1993 mit einer Intensität \geq V	3
Fig. 1.3: Isoseisten für das Basler Erdbeben 1356 mit der Epizentralintensität IX	3
Fig. 1.4: Vergleichende Übersicht über die Naturgefahren der Schweiz	3
Fig. 2.1: Schema der seismischen Mikrozonierung	5
Fig. 2.2: Schematische Darstellung der regionalen Gefährdungsberechnung	6
Fig. 2.3: Schema der seismischen Mikrozonierung	9
Fig. 2.4: Übertragungsschema für die der Korrekturwerte des U.S. Geological Survey auf diese Studie	10
Fig. 2.5: Darstellung der beobachteten Intensität und der Intensitätsabweichung ΔI	11
Fig. 2.6: Prinzip der Translation der Korrekturwerte vom ursprünglichen Untersuchungsgebiet auf ein neues Gebiet	12

Fig. 3.1–3.6: Intensitätsabweichungen für verschiedene Bodenklassen	18
Fig. 3.7: Verteilung der beobachteten Intensitätsabweichung auf feinkörnigen Böden mit einem Siltgehalt von 15 bis 25%.	19
Fig. 3.8: Verteilung der beobachteten Intensitätsabweichung auf Böden mit einem Kiesanteil von mehr als 60%.	19
Fig. 3.9: Verteilung der Intensitätsabweichungen von 793 Beobachtungen verglichen mit der mittleren Korngrösse der unterlagernden Lockerschichten (20–100 m Tiefe)	21
Fig. 3.10: Verteilung der Intensitätsabweichungen verglichen mit der Gesamtmächtigkeit der Lockergesteine	21
Fig. 3.11: Schadenintensität in Abhängigkeit der berechneten Grundschwingzeit des Baugrundes	21
Fig. 3.12: Verteilung der Intensitätsabweichungen verglichen mit dem kleinsten Terrainabstand des mittleren Grundwasserspiegels	21
Fig. 3.13: Intensitäts-Abweichungen dargestellt in Funktion der Epizentraldistanz	22
Fig. 3.14: Intensitätsabweichungen dargestellt in Funktion der Epizentralintensität	22
Fig. 3.15: Darstellung der normierten Korrekturfaktoren in Funktion der Epizentralintensität	22
Fig. 3.16: Darstellung der Gewichtungsfaktoren in Funktion der Epizentralintensität	22
Fig. 3.17: Prinzip der Gleitblockmethode nach NEWMARK (1965)	23
Fig. 3.18: Geschwindigkeitsverlauf und Relativverschiebung eines Gleitkörpers	23
Fig. 3.19: Tektonische Karte des Kantons Obwalden	25
Fig. 3.20: Quartärmächtigkeit im Kanton Obwalden	26
Fig. 3.21: Vereinfachte geotechnische Karte des Kantons Obwalden	28
Fig. 3.22: Tiefe der Grundwasseroberfläche des Kantons Obwalden	30
Fig. 3.23: Seismizität in der Zentralschweiz: die Darstellung der historischen Seismizität zeigt die Anzahl der Beben mit einer Intensität \geq 5	31
Fig. 3.24: Korrekturkarte der makroseismischen Intensität des Kantons Obwalden	32
Fig. 3.25: Korrigierte seismische Gefährdungskarte des Kantons Obwalden inklusive Überlagerung der Verkehrswege (1989) sowie der Wohn- und Industriezonen (1979–85)	33

Fig. 3.26: Erdbeben-Mikrozonierungskarte der Region Stanserallmend–Engelbergertal.	34
Fig. 3.27: Korrekturkarte der seismischen Intensitäten des Kantons Solothurn	35
Fig. 3.28: Erdbebenmikrozonierungskarte von Alpnach–Eichiried.	36
Fig. 3.29: Karte der setzungsempfindlichen Böden des Gebietes Alpnach–Eichiried	37
Fig. 3.30: Erdbebengefährdung und maximale Bodenbeschleunigung entlang des geologischen Profils durch das Obwaldner Tal	38
Fig. 3.31: Erdbeben-Mikrozonierungskarte des Gebietes Stanserallmend–Engelbergertal	40
Fig. 3.32: Geologisches Längsprofil durch das Rheintal von Maienfeld bis Widau/Au	43
Fig. 3.33: Korrekturkarte der makroseismischen Intensität des Gebietes Salez–Buchs	44
Fig. 3.34: Zu erwartende Abweichungen der Intensitäten vom regionalen Feld entlang geologischer Talquerprofile im St. Galler Rheintal	45
Fig. 3.35: Zu erwartende Intensität für ein Erdbeben mit der Wahrscheinlichkeit 10^{-3} /Jahr entlang des geologischen Talquerprofils bei Salez–Ruggell	46
Fig. 3.36: Karte der setzungsempfindlichen Böden unter seismischer Belastung des Gebietes Salez–Buchs	46
Fig. 3.37: Karte der Böden im Gebiet Salez–Buchs, die ein bestimmtes Verflüssigungspotential aufweisen	46
Fig. 3.38: Kornverteilungsbereich von Böden, die sich verflüssigen können	47
Fig. 3.39: Korrelation zwischen dem Verflüssigungsverhalten von Sand und dem bezüglich der Tiefe von 1 Fuss normierten SPT-Eindringwiderstand N_1	47
Fig. 3.40: Bohrprofil eines Untergrundes, der weder setzungsempfindlich noch anfällig auf Verflüssigung ist	48
Fig. 3.41: Bohrprofil eines eher setzungsempfindlichen Untergrundes	49

ZUSAMMENFASSUNG

Rezente Erdbebenkatastrophen zeigen, dass ein Zusammenhang zwischen dem Grad der Erschütterung und den Eigenschaften des Untergrundes besteht. Ziel dieser Studie ist es, die geologisch-geotechnischen Einflussparameter und deren Signifikanz zu ermitteln sowie eine Methode der Erdbeben-Mikrozonierung, unter Anwendung der gewonnenen Erkenntnisse, zu entwickeln. Zudem wird der Einfluss von Erdbebenerschütterungen in Gebieten der Schweiz mit erhöhtem seismischen Risikopotential bei unterschiedlichen geologischen Bodenverhältnissen untersucht.

Die wichtigsten Grundlagen für die Erarbeitung von Erdbeben-Zonierungskarten bilden der Katalog der Erdbebenbeobachtungen, die makroseismischen Karten und möglichst detaillierte geologische und geotechnische Unterlagen über das Untersuchungsgebiet.

Korrelationsanalysen der Abweichung zwischen den beobachteten Intensitäten vom regional berechneten Durchschnitt mit den standortspezifischen Bodenparameter ergeben Hinweise auf die Sensitivität und Signifikanz der einzelnen Parameter. Die Untersuchungen werden mit unterschiedlicher Datenmenge und Auflösungsqualität durchgeführt.

Die Analysen zeigen, dass, im Gegensatz zu Felsuntergrund, in Gebieten mit Lockergesteinsablagerungen zum Teil wesentlich höhere Intensitäten beobachtet werden. Kritisch hinsichtlich der Erdbebenerschütterung verhalten sich insbesondere feinkörnige, siltig-feinsandige, lockergelagerte Sedimente. Grobkörnige und dichter gelagerte Lockergesteine heben sich vom regionalen Mittel kaum ab, auch weil sie dem überwiegenden Bodentyp entsprechen. Entscheidenden Einfluss hat die Lage des Grundwasserspiegels, insbesondere in den oberen 5 bis 10 Metern des Bodens. Die Lockergesteinsmächtigkeit übt vor allem im dominierenden Frequenzbereich beachtlichen Einfluss auf die lokale Bodenerschütterung aus.

Für die seismische Mikrozonierung werden den geologischen Bodeneigenschaften Korrekturwerte zugeordnet, gegeneinander gewichtet und der regional berechneten Gefährdung überlagert. Die umfassende Gefährdungsanalyse beinhaltet auch die Abschätzung zusätzlich auftretender Sekundäreffekte von Erdbeben, wie die Gefährdung durch Setzungen, Bodenverflüssigung oder induzierten Hangbewegungen.

Je nach Verwendungszweck der Gefährdungskarten und Verfügbarkeit der Grundlagendaten wird in verschiedenen Massstäben gearbeitet.

Die Gefährdungszonierungen in den ausgesuchten Gebieten (Kantone Obwalden, Nidwalden, Solothurn, St. Galler Rheintal) zeigen, dass die MSK-Intensitäten, bedingt durch die geologischen Eigenschaften des Untergrundes, in einem Bereich von zwei bis drei Einheiten variieren können (Makroseismische Skala).

ABSTRACT

Recent earthquake disasters have shown that a relationship exists between the severity of the ground motion and the characteristics of the local soil conditions. The purpose of this study is to determine the geological and geotechnical parameters which affect this relationship and their weighting, and also to systematically develop a method of mapping specific areas in detail by applying the knowledge gained. In addition, the effect of earthquakes intensity in particular areas of Switzerland, with an increased potential of seismic risk, is investigated mainly with respect to differing geological ground conditions.

The most important basic information for developing detailed maps of earthquake hazard areas consists of a complete catalogue of earthquake observations, the macro-seismic maps and the most detailed geological and geotechnical documents relating to the area under investigation.

Analysis of the variation in the observed local intensities compared with the calculated average intensities for the region and the ground parameters specific to the location provides information about the sensitivity and significance of the individual parameters. The investigations were carried out with varying quantities of data and resolution quality.

The analysis shows that deposits of unconsolidated soil significantly increase the intensities, in comparison to those on solid rock. Loosely packed, fine-grained sediments composed of silt and fine sands behave critically with respect to the earthquake ground motion. Coarse-grained and more tightly packed deposits of loose rock give results which are scarcely greater than the regional mean. The position of the ground-water table, especially when situated in the upper 5 to 10 metres, has a dominating influence. The thickness of the unconsolidated soil exerts a considerable influence on the local ground tremor, especially in the predominant frequency range.

In order to produce detailed shakeability maps, correction factors are assigned to the geological ground characteristics, given relative weightings, and superimposed on the calculated regional hazard. The comprehensive hazard analysis also includes the estimation of secondary effects of earthquakes such as the danger due to settlement, ground flooding or induced slope instabilities.

The work is carried out on various scales according to the intended application of the risk maps and the availability of the basic data.

The detailed shakeability mapping in the districts investigated (the Cantons of Obwalden, Nidwalden, Solothurn and the St. Galler Rhine Valley) shows that the MSK-intensities can vary within a range of 2 to 3 units, as determined by the geological characteristics of the subsoil.

RESUME

Les tremblements de terre récents montrent une relation entre l'amplitude du tremblement et les caractéristiques du sous-sol. Les buts de l'étude sont la détermination des paramètres géologiques et géotechniques, l'évaluation de leur influence et le développement d'une nouvelle méthode de zonation sismique. Quatre régions de la Suisse qui présentent un risque sismique élevé, sont analysées et l'influence des tremblements est calculée en fonction des paramètres géologiques.

Le catalogue des observations sismiques ainsi que les cartes macrosismiques, associées à des données géologiques et géotechniques aussi détaillées que possible sur le terrain étudié, forment les principales bases pour l'élaboration de cartes de zonations sismiques.

L'analyse des aberrations d'intensité observées par rapport à la moyenne régionale calculée, et corrélées aux paramètres des sols donne des indications sur la sensibilité et la signification de ces paramètres. Les analyses sont effectuées par des données plus ou moins denses.

Ces analyses montrent que les dépôts de sédiments meubles, contrairement aux roches ignées, augmentent fortement les intensités sismiques. Ce sont surtout les sédiments meubles, fins, silteux à gréseux et peu compactés, qui se comportent de façon critique lors de tremblements de terre. Les dépôts meubles grossiers et plus compactés correspondent au type de sol prépondérant et, de ce fait, ne se différencient guère de la moyenne régionale. L'épaisseur du sédiment meuble influence le tremblement local du sol et du sous-sol, surtout aux fréquences dominantes. De plus, les tremblements locaux sont influencés par la position de la nappe phréatique.

Pour la microzonation sismique, des valeurs de correction sont assignées aux caractéristiques géologiques des sols, lesquelles sont surimposées à la moyenne régionale calculée. L'analyse universelle des dangers comporte aussi l'évaluation des effets secondaires des tremblements de terre, tels que les tassements, liquéfactions et glissements induits.

En fonction de l'utilisation des cartes de danger et des données de base, différentes échelles sont appliquées.

La zonation des dangers dans les régions choisies (cantons d'Obwald, Nidwald, Soleure, vallée du Rhin dans sa partie

Saint-Galloise) montre que les intensités MSK peuvent varier dans un domaine de deux à trois unités selon les propriétés géologiques du sous-sol (échelle macrosismique).

RESUME

Les transformations de l'Etat sont analysées dans ce chapitre. On étudie d'abord les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat. On étudie ensuite les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat. On étudie enfin les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat.

Le chapitre est divisé en deux parties. La première partie est consacrée à l'étude de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat. La deuxième partie est consacrée à l'étude de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat.

L'état est défini comme l'ensemble des institutions qui exercent le pouvoir politique. On étudie d'abord les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat. On étudie ensuite les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat.

Ces transformations sont analysées dans ce chapitre. On étudie d'abord les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat. On étudie ensuite les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat. On étudie enfin les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat.

On étudie d'abord les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat. On étudie ensuite les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat. On étudie enfin les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat.

On étudie d'abord les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat. On étudie ensuite les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat. On étudie enfin les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat.

On étudie d'abord les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat. On étudie ensuite les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat. On étudie enfin les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat.

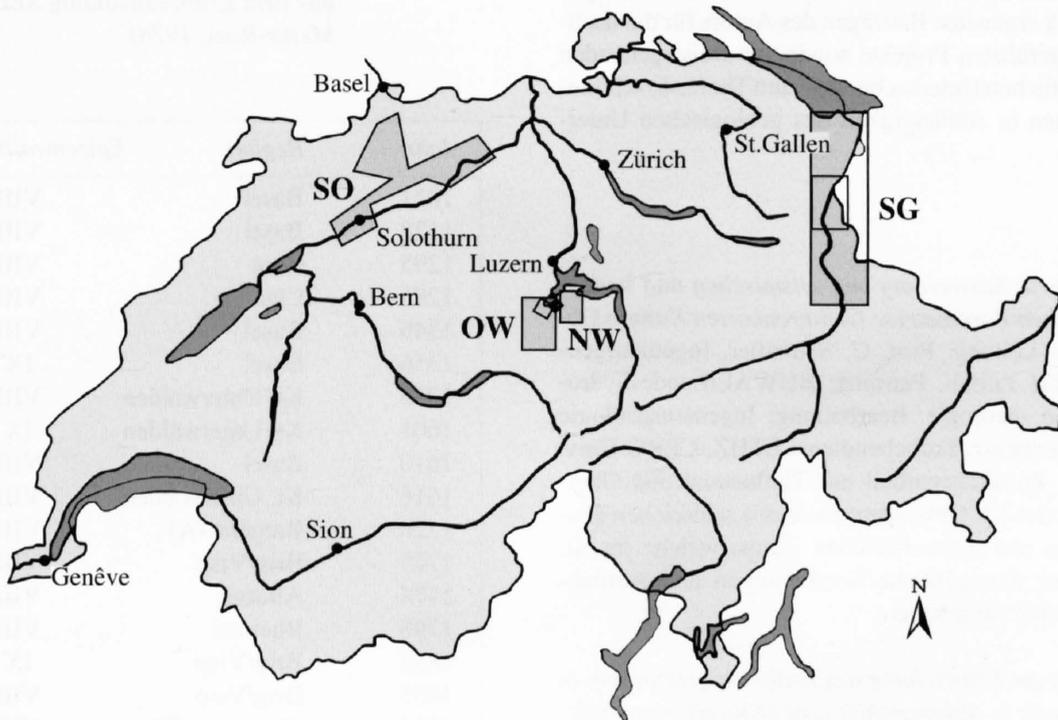
On étudie d'abord les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat. On étudie ensuite les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat. On étudie enfin les transformations de l'Etat dans le cadre de la théorie de l'Etat.

1 EINFÜHRUNG

1.1 Grundidee der Arbeit und damit vernetzte Projekte

Rezente Erdbebenkatastrophen wie zum Beispiel in Mexiko City 1985 (BECK & HALL, 1986), Armenien 1988 (WYLLE & FILSON, 1989) und Kobe 1995 haben frühere Beobachtungen (Caracas 1967, siehe SEED & ALONSO, 1974) bestätigt, dass ein enger Zusammenhang zwischen dem Grad der Erdbebenerschütterung und den physikalischen Eigenschaften des Untergrundes besteht. Die in dieser Hinsicht kritischen Faktoren sollten deshalb klassifiziert und kartiert werden, um für die künftige Planung von Nutzen zu sein. Will man diese Zusammenhänge in einer Pilotstudie untersuchen, so muss dies multidisziplinär erfolgen. Darum hat ein intensiver Informationsaustausch, zum Teil anhand gemeinsamer Projekte, zwischen den nachfolgend aufgeführten Instituten, Amtsstellen und Fachgruppen stattgefunden:

- Schweizerischer Erdbebendienst, ETH Zürich
- Centre d'études des risques géologiques (CERG), Université Genève
- Unité de télédétection (UTED-S), Université Genève
- Bundesamt für Umwelt Wald und Landschaft (BUWAL), Landeshydrologie und -geologie (LHG), Sektion Hydrogeologie und geologische Risiken
- Kantonsgeologe Basel-Stadt
- Kantonsgeologe, Amt für Wasserwirtschaft, Baudepartement des Kantons Solothurn
- Amt für Umweltschutz, St. Gallen
- Centre de recherches scientifiques fondamentales et appliquées de Sion und géologue cantonal du Valais
- Oberforstamt und Baudepartement des Kantons Obwalden, Sarnen
- Programmleitung, Nationales Forschungsprogramm 31: Klimaveränderungen und Naturkatastrophen
- Comité national suisse de l'IDNDR, Décennie internationale de l'ONU «Prevention des catastrophes naturelles»
- Arbeitsgruppe Geologie und Naturgefahren (AGN)
- Schweiz. Fachgruppe für Ingenieurgeologie (SFIG)
- Fachgruppe für Erdbebeningenieurwesen der ETH Zürich (FEE)
- Schweiz. Gesellschaft für Erdbeben-Ingenieurwesen und Baudynamik SGEB des SIA.



Figur 1.1: Lage der Untersuchungsgebiete. OW: Kanton Obwalden, Obwaldner Haupttal; NW: Drachenried und Stanserallmend-Engelbergertal; SG: St. Galler Rheintal; SO: Kanton Solothurn.

Dazu kommen die Kontakte und der Datenaustausch mit zahlreichen privaten Geologie- und Ingenieurbüros aus den jeweiligen Untersuchungsgebieten, die hier nicht näher aufgeführt werden.

1.1.1 Untersuchungsgebiete

Die für eine solche Untersuchung geeigneten Testgebiete müssen die folgenden Voraussetzungen erfüllen:

- ausreichend detaillierte und vollständige Grundlagendaten (makroseismische Beobachtungen, geologischer Aufbau insbesondere der Lockergesteinsschichten)
- grosse Diversität und Variation der Schichten innerhalb des Lockergesteinskörpers.

und hinsichtlich der weiteren Verwendung als Grundlage zur Risikoabschätzung:

- Bedeutende Bevölkerungs- und Infrastrukturdichte.

Unter Berücksichtigung dieser Voraussetzungen ist die vorliegende Studie in folgenden Untersuchungsgebieten durchgeführt worden (Fig. 1.1):

- Kanton Obwalden (Obwaldner Haupttal)
- Teile des Kantons Nidwalden (Drachenried und Stanserallmend-Engelbergertal)
- St. Galler Rheintal
- Kanton Solothurn.

1.1.2 Die Arbeit begleitende Projekte

Die vorliegende Arbeit setzt sich zusammen aus Auszügen und z.T. stark ergänzten Beiträgen des Autors für die nachfolgend aufgeführten Projekte sowie aus weitergehenden wissenschaftlichen Untersuchungen zum Thema Erschütterungsverhalten in Abhängigkeit des geologischen Untergrundes.

Projekte:

- «Integrierte Auswertung von seismischen und bodenspezifischen Parametern: Gefahrenkarten Kanton Obwalden.» Leitung: Prof. C. Schindler, Ingenieurgeologie ETH Zürich, Patronat: BUWAL/Landeshydrologie und -geologie. Bearbeitung: Ingenieurgeologie ETHZ, Schweiz. Erdbebendienst ETHZ, CERG Univ. Genève. Zusammenarbeit mit Tiefbauamt und Oberforstamt des Kt. Obwalden sowie mit zahlreichen geologischen und geotechnischen Büros, welche im Kt. Obwalden massgebliche Sondierungen und Aufnahmen durchgeführt haben.
- «Beitrag zur Erforschung des Erdbebengefährdung in der Schweiz in Abhängigkeit vom geologischen Untergrund.» Leitung: Dr. D. Mayer-Rosa, Schweiz. Erdbebendienst, Patronat: NFP 31. Bearbeitung: Schweiz.

Erdbebendienst, Ingenieurgeologie ETHZ, CERG Univ. Genève. Regionale Schwergewichte: St. Galler Rheintal, Basel, Valais.

- «Projet de microzonation sismique en Valais SISVAL.» Leitung: Prof. J. J. Wagner, CERG Univ. Genève, Patronat: IDNDR. Kerngruppe: CERG Univ. Genève, CRSFA Sion (VS), Ingenieurgeologie ETHZ, Schweiz. Erdbebendienst.
- «Erdbebengefährdung des Kantons Solothurn, Voruntersuchung für die seismische Zonierung des Kantons Solothurn.» Baudepartement des Kantons Solothurn, Amt für Wasserwirtschaft.

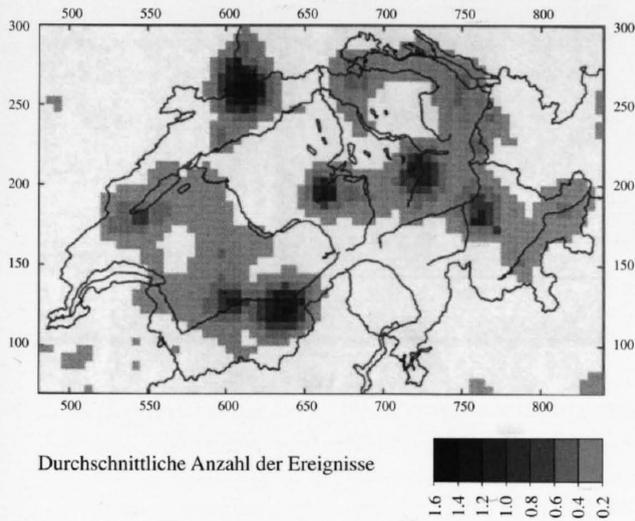
1.2 Ziel der Arbeit

Ziel der vorliegenden Arbeit ist, in bestimmten Gebieten der Schweiz (siehe vorangehende Auflistung), das Verhalten von Erdbebenererschütterungen bei unterschiedlichen geologischen Bodenverhältnissen zu untersuchen. Daraus leiten sich die folgenden Teilziele ab:

- Ermitteln des Zusammenhangs zwischen den lokalen, geotechnischen Bodenparameter und der seismischen Erschütterung
- Bestimmung der relevanten Bodenparameter und deren Bedeutung

Tabelle 1.1: Liste der historischen Erdbeben der Schweiz mit einer Epizentralintensität $\geq VIII$ (Auszug aus dem Erdbebenkatalog SED; SÄGESSER & MAYER-ROSA, 1978).

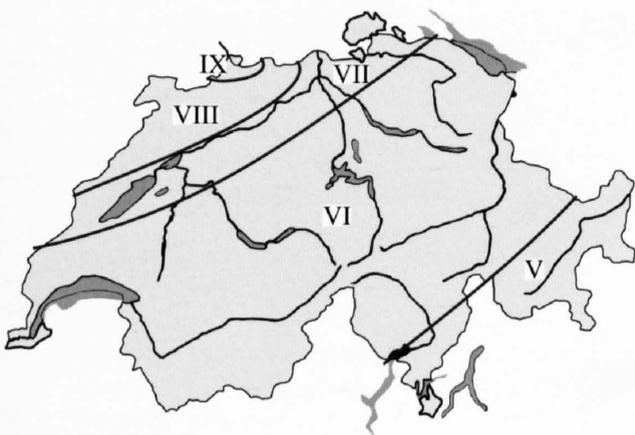
Jahr	Region	Epizentralintensität
1021	Basel	VIII
1128	Basel	VIII
1295	Chur	VIII
1295	Chur	VIII
1346	Basel	VIII
1356	Basel	IX
1375	Kt. Unterwalden	VIII
1601	Kt. Unterwalden	IX
1610	Basel	VIII
1616	Kt. Unterwalden	VIII
1720	Bregenz (A)	VIII
1755	Brig/Visp	VIII
1774	Altdorf	VIII
1796	Rheintal	VIII
1855	Brig/Visp	IX
1855	Brig/Visp	VIII
1905	Chamonix (F)	VIII
1946	Sion/Sierre	VIII



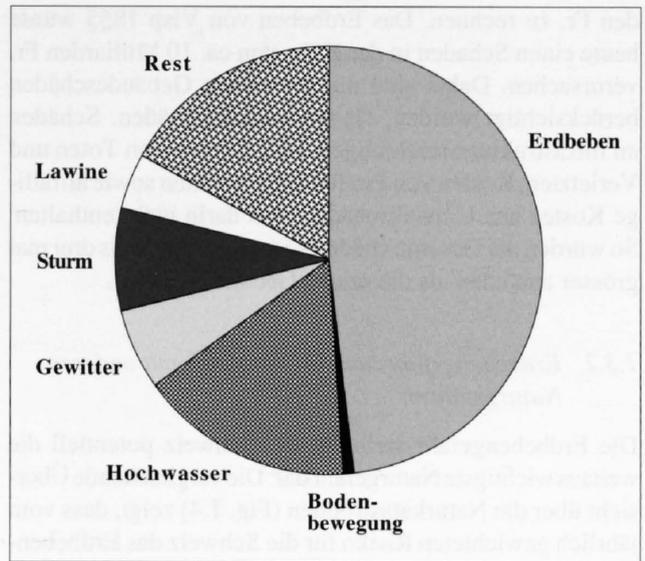
Figur 1.2: Diffuse Seismizitätskarte der historischen Erdbeben der Schweiz von 1300 bis 1993 mit einer Intensität $\geq V$ unter Berücksichtigung der Lokalisierungsfehler (RÜTTENER, 1995). Dargestellt ist die mittlere Anzahl Ereignisse normiert auf eine Fläche von 5×5 km.

- Entwickeln einer rationellen Methode für die seismische Mikrozonierung unter Anwendung der Ergebnisse aus den vorangehend definierten Teilzielen
- Abschätzung des Einflusses von geologisch bedingten Sekundäreffekten auf die Gefährdungssituation bei Erdbeben.

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen methodischer Art sollen zusammen mit denjenigen aus den im vorangehenden Kapitel erwähnten Projekten, Grundlagen für eine entsprechende, landesweite praktische Anwendung in der seismischen Zonierung liefern.



Figur 1.3: Iseisten für das Basler Erdbeben 1356 mit der Epizentralintensität IX (SCHAAD, 1988).



Figur 1.4: Vergleichende Übersicht über die Naturgefahren der Schweiz. Dargestellt ist der Anteil am gewichteten Risiko von 15 Mrd. Fr. pro Jahr (BUNDESAMT FÜR ZIVILSCHUTZ, 1995).

1.3 Erdbebengefährdung in der Schweiz

Die Schweiz gehört im europäischen Vergleich zu den Ländern mit erhöhter Erdbebenaktivität. Die Liste der stärksten historischen Erdbeben der Schweiz (Tab. 1.1) und die Seismizitätskarte der historischen Erdbeben in der Schweiz von 1300 bis 1993 (RÜTTENER, 1995) zeigen die besonders gefährdeten Regionen (Fig. 1.2):

- das Mittel- und Oberwallis
- die Region um Basel
- eine Region, die sich von der Innerschweiz über Glarus bis nach Graubünden hinzieht.

Eine etwas geringere Gefährdung ist zu erwarten für:

- das Gebiet, das von Chur dem Rhein bis nach Schaffhausen folgt und sich dann in südlicher Richtung bis nach Zürich fortsetzt
- das Engadin
- die Region Neuenburgersee
- das Berner Oberland.

1.3.1 Beispiele für das Schadenausmass

Studien des Schweizerischen Pools für Erdbebenversicherung (SCHAAD, 1988) und des BUNDESAMTES FÜR ZIVILSCHUTZ (1994, 1995) zeigen, dass mit enormen Schäden zu rechnen ist. Würde sich zum Beispiel das Basler Beben von 1356 (Magnitude 7 auf der Richterskala) heute ereignen (vgl. Fig. 1.3), so wäre mit einer Schadenssumme von ca. 50 Milliarden

den Fr. zu rechnen. Das Erdbeben von Visp 1855 würde heute einen Schaden in der Höhe von ca. 10 Milliarden Fr. verursachen. Dabei sind nur die reinen Gebäudeschäden berücksichtigt worden; Gebäudeinhaltschäden, Schäden an Infrastruktureinrichtungen, Folgekosten von Toten und Verletzten, Kosten von Produktionsausfällen sowie allfällige Kosten aus Umweltschäden sind darin nicht enthalten. So würden die Gesamtschäden vermutlich zwei bis drei mal grösser ausfallen als die reinen Gebäudeschäden.

1.3.2 Erdbebengefährdung im Vergleich mit anderen Naturgefahren

Die Erdbebengefahr stellt für die Schweiz potentiell die weitaus wichtigste Naturgefahr dar. Die vergleichende Übersicht über die Naturkatastrophen (Fig. 1.4) zeigt, dass vom jährlich gewichteten Risiko für die Schweiz das Erdbebenrisiko fast die Hälfte einnimmt. Demgegenüber beträgt beispielsweise der Risikoanteil durch Sturm ca. 8%, durch Hochwasser 16% und durch Massenbewegungen 1% (BUNDESAMT FÜR ZIVILSCHUTZ, 1995).

Gemessen am zu erwartenden Schaden kann, mit relativ bescheidenen raumplanerischen und bautechnischen Mitteln, das Erdbebenrisiko drastisch vermindert werden. Grundlage zur Umsetzung der Baunormen und für die Raumplanung ist die Erdbeben-Gefahrenzonierung bzw. Mikrozonierung, für welche die vorliegende Arbeit einen Beitrag zu den methodischen Grundlagen liefert.

1.3.3 Bestehende Gefährdungskarten und Baunormen

Die ersten Erdbebengefährdungskarten in der Schweiz (SÄGESSER & MAYER-ROSA, 1978) beruhen auf probabilistischen Methoden zur Berechnung der regionalen Gefährdung (CORNELL, 1968). Hierbei wird die Gefährdung zum Beispiel als Übertretenswahrscheinlichkeit einer bestimmten Bodenerschütterung (Intensität, Beschleunigung) in einem gegebenen Zeitintervall definiert. Dabei liefert der Erdbebenkatalog der historischen Beben die Grundlage zu diesen statistischen Aussagen. Die spezifische Erdbebengefährdung eines Gebietes ist also bis anhin nur durch die regional gemittelte Gefährdung, welche die grossräumige Seismizität und mittlere Abminderung (für «mittlere» Bodentypen) berücksichtigt, definiert worden. Da die schweizerischen Baunormen (SIA, 1989) sich auf die erwähnte Gefährdungsstudie abstützen, sind sie ebenfalls nur auf die regional gemittelte Gefährdung ausgelegt und berücksichtigen das durch die lokalen geologischen Verhältnisse stark veränderte Gefährdungsbild nicht. Eine Pilotstudie im Kanton Obwalden (SCHINDLER et al., 1993) stellt für die Schweiz einen ersten Versuch dar, diese bodenspezifischen Effekte in die Gefährdungsabschätzung miteinzubeziehen.

2 METHODE DER SEISMISCHEN MIKROZONIERUNG

2.1 Generelles Vorgehen in dieser Studie

Wie im Kapitel 1 schon angedeutet, haben Analysen verschiedener Erdbeben (WYLLIE & FILSON, 1989; BOATWRIGHT, 1991) gezeigt, dass neben der Distanz zum Epizentrum der lokale Untergrund eine dominierende Rolle in der Stärke der Bodenerschütterungen spielt. Die Amplituden sowie der Frequenzinhalt von seismischen Signalen und die Dauer der Erschütterung wird wesentlich durch die lokalen geotechnischen Verhältnisse beeinflusst. So können Schäden an identischen Bauwerken innerhalb räumlich relativ engen Grenzen stark variieren.

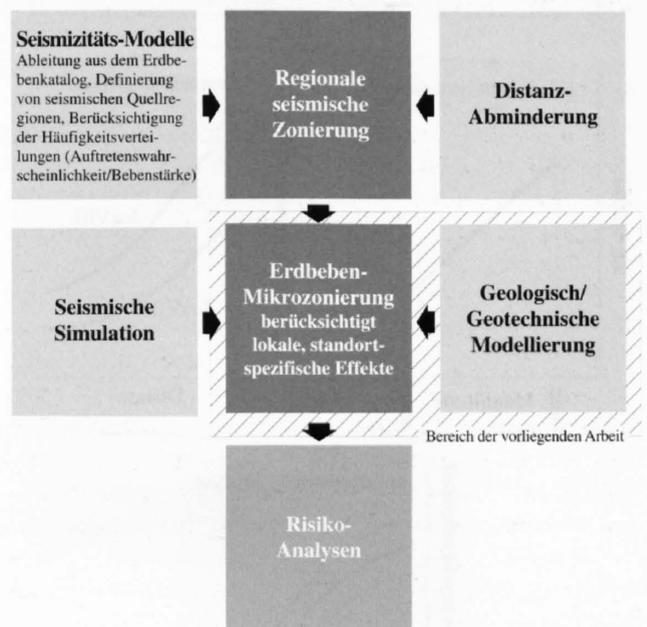
Die makroseismischen Informationen, die die Auswirkungen eines Bebens auf Personen, Gebäude und Umwelt beschreiben, sind abhängig von der Stärke des Erdbebens, vom Einfluss des Weges (Abminderung) sowie vom Einfluss des lokalen Untergrundes (selektive Filterung). In dieser Studie wird nun versucht, den Einfluss des lokalen Untergrundes von demjenigen des Weges zu trennen und soweit als möglich zu quantifizieren. Dies wird mit einem Vorgehen in fünf Stufen erreicht, welches mit Ausnahme der ersten Stufe Gegenstand der vorliegenden Arbeit ist (siehe Fig. 2.1).

1. Die Beziehung zwischen Erschütterungsstärke und Distanz zum Epizentrum des Bebens wird modelliert, wobei über alle Beobachtungen gemittelt wird. In diesem Schritt wird somit das regional gemittelte Feld der Intensitäten beschrieben (CORNELL, 1968).
2. Die Abweichungen zwischen dem im ersten Schritt gewonnenen regionalen Modell und den beobachteten Intensitätswerten werden ermittelt.
3. Die gefundenen Abweichungen werden nach geeigneten Bodenparametern klassiert und die (meist mittleren) Abweichungen einer Klasse berechnet.
4. Bei der systematischen Untersuchung der gefundenen lokalen Intensitätsanomalien werden bodenspezifische Eigenschaften mit seismischen Anomalien korreliert, der Einfluss (abmindernde oder verstärkende Tendenz) abgeschätzt sowie die einzelnen Bodenparameter zueinander gewichtet.
Ist der Einfluss bekannt, können den relevanten Bodenparametern aus der akquirierten Datengrundlage Intensitätskorrekturwerte gemäss ihres seismischen Verhal-

tens zugeordnet werden. Die ermittelten Abweichungen werden in Form von Korrekturwerten entsprechend dem geologischen Modell des Untersuchungsgebietes gewichtet und zugeordnet.

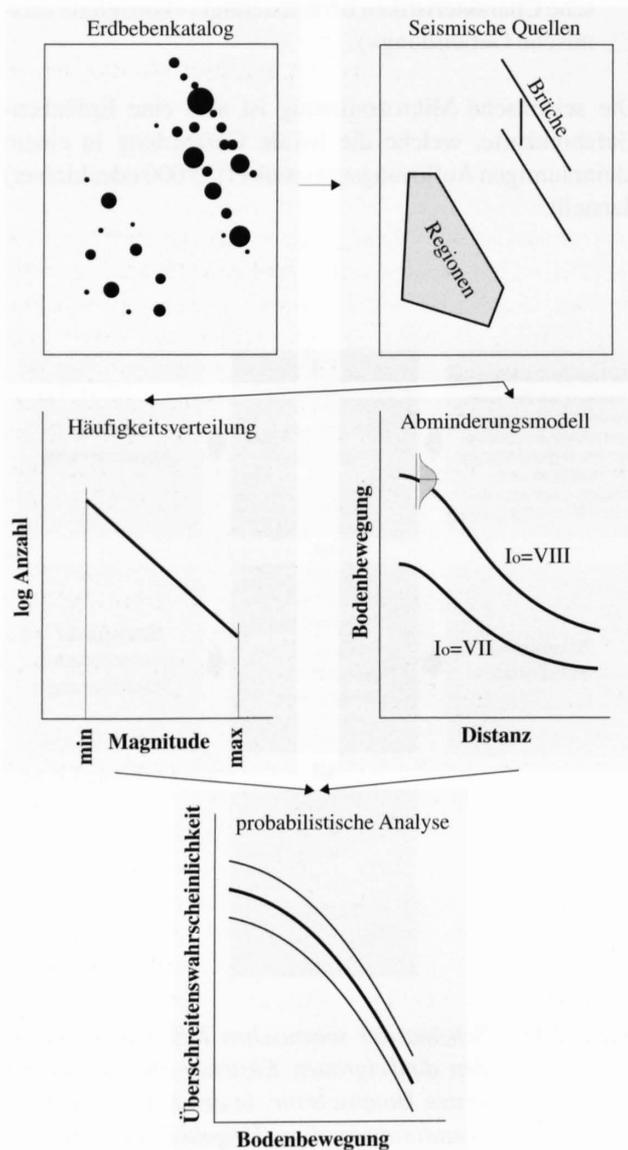
5. Wird der regionalen seismischen Gefährdungskarte die Karte der Intensitätskorrekturwerte überlagert, resultiert eine Gefährdungskarte, welche lokale geotechnische Charakteristiken berücksichtigt («korrigierte seismische Gefährdung»).

Die seismische Mikrozonierung ist also eine Erdbeben-Gefahrenkarte, welche die lokale Gefährdung in einem kleinräumigen Auflösungsmaßstab (1:25'000 oder kleiner) darstellt.



Figur 2.1: Schema der seismischen Mikrozonierung. In den dunkelgrauen Kästchen sind die beiden ersten Hauptschritte, in den hellgrauen Kästchen die notwendigen Eingabedaten dargestellt. Das Resultat der Mikrozonierung dient der Risikoanalyse an spezifischen Standorten oder an speziellen Objekten (vgl. MAYER-ROSA, 1996). Die mit Schraffur hinterlegte Fläche markiert den Schwerpunkt dieser Arbeit.

Frühere Studien in der Schweiz (vgl. FÄH, 1985) haben bereits einen qualitativen Zusammenhang zwischen den Intensitätsabweichungen und den geotechnischen Bodenklassen (vereinfachte Geotechnische Karte der Schweiz 1:200'000) nachgewiesen. Die dabei gefundene grosse Streuung in den Intensitätsabweichungen konnte nicht näher eingegrenzt werden, da detaillierte Informationen über die Geologie und Hydrologie fehlten. In der vorliegenden Arbeit werden nun zusätzliche Daten (wie z.B. Mächtigkeit der Sedimente, Lage des Grundwasserspiegels oder geotechnische Bodenparameter wie Korngrößenverteilung, Lagerungsdichte, etc.) über den Bodenaufbau in die Klassifizierung miteinbezogen. Somit wird versucht, einen quantitativen Zusammenhang herzustellen.



Figur 2.2: Schematische Darstellung der regionalen Gefährdungsberechnung (nach CORNELL, 1968).

2.2 Vorgehen zur Bestimmung der regionalen seismischen Gefährdung

2.2.1 Definition der seismischen Gefährdung

Die seismische Gefährdung ist definiert als die Wahrscheinlichkeit des Auftretens einer Bodenbewegung an einem bestimmten Ort innerhalb einer definierten Zeitperiode. Die Bodenbewegung wird dabei meist in Intensitätswerten oder in neuerer Zeit vermehrt in Beschleunigungen angegeben. Die Zeitperiode ist abhängig vom Verwendungszweck der Gefährdungsstudie. Bei bautechnischen Anwendungen wird meist eine Wiederkehrrperiode von 400 Jahren (gemäss SIA 1989) verwendet.

2.2.2 Methodische Ansätze für Gefährdungsstudien

In Gefährdungsstudien wird zwischen zwei grundsätzlichen Methoden unterschieden; den deterministischen Methoden und den probabilistischen Methoden.

2.2.2.1 Deterministische Methoden

Mit deterministischen Methoden werden die auftretenden Bodenbewegungen an einem bestimmten Ort für ein vorgegebenes Erdbeben berechnet. Dies findet vor allem dann Verwendung, wenn die Auswirkungen eines definierten Bebens an einem gegebenen Ort untersucht werden, oder wenn für einen gegebenen Ort die maximal zu erwartenden Bodenbewegungen interessieren.

2.2.2.2 Probabilistische Methoden

Die probabilistischen Methoden versuchen, vorhandenen Informationen über das Auftreten von Erdbeben und deren Auswirkungen zu berücksichtigen. Es werden alle Erdbeben, die einen Einfluss auf den zu untersuchenden Ort haben, miteinbezogen, wobei sowohl deren zufälliges Auftreten in Raum und Zeit als auch deren Unsicherheiten (Stärke, Lokalisierung) berücksichtigt werden.

Im Rahmen dieser Arbeit wird auf Karten, die auf der Anwendung probabilistischer Methoden beruhen, zurückgegriffen (RÜTTENER, 1995). Diese werden im folgenden kurz beschrieben.

2.2.3 Schematische Schritte der probabilistischen Gefährdungsanalyse

In Figur 2.2 sind die schematisch wichtigsten Schritte der probabilistischen seismischen Gefährdungsanalyse (SCHINDLER et al., 1994; RÜTTENER, 1995) dargestellt.

Ausgangspunkt jeder Studie ist ein möglichst umfassender Erdbebenkatalog. Aufgrund der räumlichen Verteilung der Erdbeben und seismotektonischer Überlegungen werden seismische Quellregionen und/oder aktive Brüche definiert. Der probabilistische Ansatz geht dabei davon aus, dass ein

Erdbeben mit der gleichen Wahrscheinlichkeit irgendwo in einer Quellregion oder entlang eines Bruches auftreten kann.

Um die Gefährdung an einem Punkt probabilistisch zu berechnen, sind Modelle über die Aktivität (Seismizität) der einzelnen Regionen und Brüche sowie über deren Auswirkungen (Bodenbewegungen) notwendig. Dazu dienen Häufigkeitsverteilungen und Abminderungsmodelle jeder einzelnen seismischen Quelle.

Die Aktivität einer seismischen Quelle (oder eines Bruches) wird durch eine Häufigkeitsverteilung beschrieben. Dieser liegt die Annahme zugrunde, dass die Anzahl N der Erdbeben, die eine gewisse Stärke M übersteigen, einem logarithmischen linearen Gesetz der Form $\log N = a - bM$ folgt (GUTENBERG & RICHTER, 1956).

Die Auswirkungen eines Erdbebens an der Erdoberfläche werden durch eine Abminderungsrelation beschrieben. Für die vorliegenden Untersuchungen wurde als Messgrösse der Bodenbewegung die makroseismische Intensität (MSK-Skala; siehe Anhang A) gewählt. Die Intensität hat den Vorteil, dass sie auch für historische Erdbeben, für welche keine instrumentellen Aufzeichnungen vorliegen, bestimmt werden kann. Zudem ist die Datendichte für Intensitäten in der Schweiz wesentlich höher als für Starkbeben-Aufzeichnungen. Die Abminderungskurven geben für Erdbeben gegebener Stärke in Abhängigkeit der Distanz die zu erwartenden Intensitäten an.

Zur Berechnung der regionalen seismischen Gefährdung werden Modelle benötigt, welche die Ausbreitung der durch ein Beben verursachten Bodenerschütterungen mit zunehmender Distanz beschreiben. Datengrundlage zu dieser Studie bilden vor allem die stärkeren makroseismisch untersuchten, historischen Daten im Erdbebenkatalog des Schweizerischen Erdbebendienstes SED (1995).

Für die Modellierung des Abminderungsverhaltens kann das folgende Verfahren angewendet werden: Mit zunehmender Distanz werden zuerst die Isoleisten (Linien gleicher Intensität) für jedes Erdbeben bestimmt. Danach kann über die Bestimmung der eingeschlossenen Fläche ein Radius berechnet werden, der einem Kreis mit gleichem Flächeninhalt entspricht. Aus allen berechneten Äquivalenzflächen der einzelnen Erdbeben wird mit einer Least Square Approximation die Herdtiefe h und der Abminderungskoeffizient α (der Abminderungsrelation nach SPONHEUER (1960) bestimmt:

$$I_{beob} = I_0 - 3 \log \left(\frac{\sqrt{r^2 + h^2}}{h} \right) - \alpha (\sqrt{r^2 + h^2} - h)$$

- I_{beob} = beobachtete Intensität
- I_0 = Epizentralintensität
- r = Distanz zwischen Epizentrum und Standort
- h = Herdtiefe
- α = Abminderungskoeffizient

In einem letzten Schritt wird eine probabilistische Analyse der an einem Ort möglichen Bodenbewegungen durchgeführt. Dazu wird heute meist das Programm Seisrisk III (BENDER & PERKINS, 1987) verwendet, welches auf einer Weiterentwicklung (mit Verbesserungen bei der Behandlung von Unsicherheiten) der Methode von CORNELL (1968) beruht.

2.2.4 Ausgangsbasis der regionalen Gefährdung

Die Ausgangsbasis dieser Arbeit bildet die seismische Gefährdungsanalyse der Schweiz (SÄGESSER & MAYER-ROSA, 1978). Für gewisse Untersuchungsgebiete sind kritische Grössen überprüft und wo notwendig, durch die Resultate aus den Arbeiten SCHINDLER et al. (1994, 1996) und RÜTTNER (1995) neu definiert worden. Die übrigen Parameter sind unverändert aus der älteren Studie (SÄGESSER & MAYER-ROSA, 1978) übernommen worden.

2.3 Ermittlung der lokalen, intensitätsbeeinflussenden Bodenparameter

2.3.1 Empirische Methoden

Um einen Überblick über lokale Bodenparameter, welche einen Einfluss auf die seismische Intensität haben, zu gewinnen, ist die Arbeit von BAROSH (1966) eingehend analysiert worden. Diese Analyse lieferte charakteristische geologische, geotechnische, hydrogeologische und geomorphologische Kriterien, welche einen Einfluss auf die Intensität haben (Tab. 2.1). Die Zusammenfassung dieser Kriterien zu einer Matrix ermöglicht es, beliebige Böden aufgrund der spezifischen Eigenschaften hinsichtlich ihres seismischen Verhaltens zu klassieren.

Die auf verschiedenen Informationsebenen erfassten Daten des Untersuchungsgebietes werden in einem geographischen Informationssystem (GIS) verbunden, so, dass eine flächendeckende Klassierung möglich wird.

Ein ähnliches Vorgehen ist in einem Mikrozonierungsprojekt für die Stadt Basel (FÄH et al. 1996) gewählt worden. Dabei wurde das Untersuchungsgebiet in Rasterflächen aufgeteilt. Die Bodenparameter sind pro Rastereinheit jeweils empirisch mit einer Punktzahl bewertet. Die Gesamtpunktzahl ergibt ein qualitatives Mass der Erdbebengefährdung. Diese rein empirische Methode eignet sich vor allem für Übersichtskarten im Massstab 1:50'000 bis 1:200'000.

2.3.2 Beobachtungsgestütztes, semi-empirisches Vorgehen

2.3.2.1 Einführung

Bei der beobachtungsgestützten, semi-empirischen Methode (vgl. Fig. 2.3) werden nicht nur empirische Erfahrungswerte für die Beurteilung lokaler Effekte auf das Erdbebensignal verwendet, sondern die systematischen Zusammen-

Tabelle 2.1: Klassifikationsmatrix der seismisch relevanten Bodenparameter für die empirische Korrekturwertbestimmung.

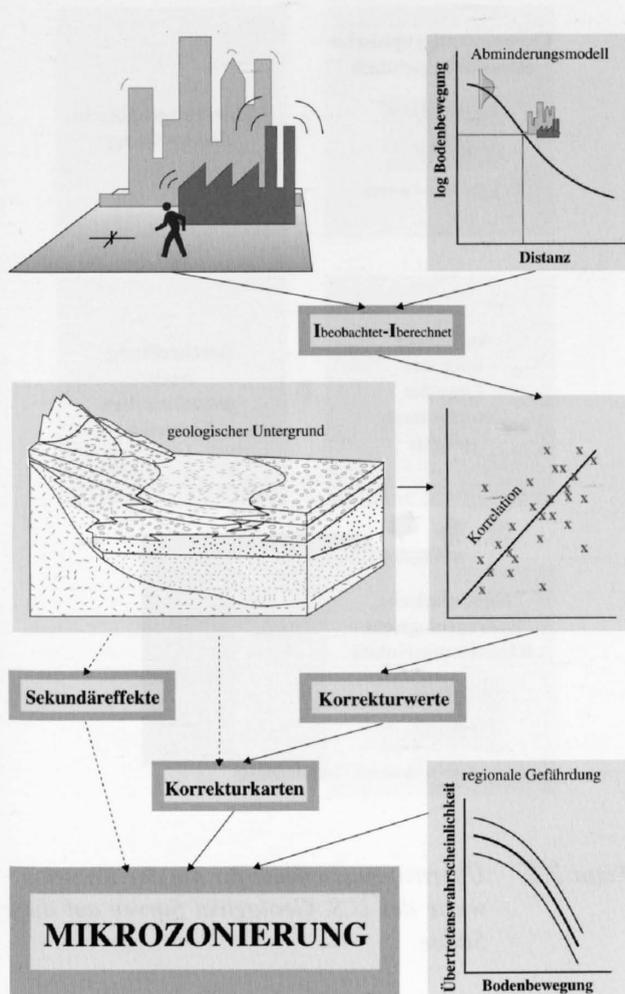
Kriterium	Unterteilung						
Gesteinsart	Festgestein	Locker- gestein					
Gesamt- mächtigkeit des Komplexes	sehr gross (>100 m)	gross (10–100 m)	mittel (5–10 m)	klein (2–5 m)	sehr klein (<2 m)		
Neigung der Oberfläche	flach	schwach geneigt	steil (>45°)				
Lagerung	massiv (kompakt)	dickbankig (>10 m)	mittelbankig (5–10 m)	dünnbankig (<5 m)	intrusiv	Rutschung (stabil)	Rutschung (labil/aktiv)
Kontakt- verhältnisse zu:	Kristallin- gestein	Sediment- gestein	Locker- gestein				
Tektonik	ungestört	sanft geneigt	stark gekippt	flache Falten (nicht frakturiert)	Bruchzone (frakturiert)	porös	kavernös
Textur	massig (isotrop) homogen	geschiefert	gebändert	alternierend gebant / geschichtet	scharfe Fazies- grenzen		
Material- beschaffenheit	mineralisch	karbona- tisch	mineralisch + karbona- tisch	evaporitisch	organisch	anthropogen	
Kompaktion	stark	schwach	locker, un- konsolidiert				
Korngrösse	Ton	Lehm	Silt	Sand	Kies	Geröll	
Sortierung	gut	schlecht					
Verwitterungs- grad	unverwittert	verwittert					
Wasser- sättigung	trocken	wasser- gesättigt abTiefen >5 m	wasser- gesättigt ab Tiefen <5–1 m	vollständig wasser- gesättigt			
<i>Besondere Eigenschaften</i>							

hänge von Bodenparametern mit den lokalen, beobachteten Intensitätsabweichungen vom regional gemittelten Intensitätsfeld untersucht. Je nach Verfügbarkeit der Grundlagedaten, des Darstellungsmassstabes, der räumlichen Gliederung der geologisch/geotechnischen Einheiten und des geplanten Aufwandes für die Gefährdungsanalyse werden als Ausgangsbasis unterschiedlich komplexe Bodenmodelle gewählt.

Bei mehreren bodenspezifischen Einflussgrössen wird deren gegenseitige Beeinflussung und deren Gewichtung bezüglich der lokalen Gefährdung untersucht und in die Korrek-

turwerte eingerechnet. Zudem wird das als linear angenommene Verhalten der Intensitätsabweichungen bezüglich der Epizentraldistanz und der Bebenstärke untersucht und die Übertragbarkeit der Korrekturwerte auf andere Untersuchungsgebiete abgeschätzt.

Ergänzend zu den aus den Intensitätskorrekturwerten resultierenden Korrekturkarten oder den Karten der lokalen seismischen Gefährdung wird die Gefährdung durch Sekundäreffekte (siehe Kap. 2.3.3) im Untersuchungsgebiet analysiert. Falls erforderlich, werden Gefahrenzonen kartographisch ausgeschieden.



Figur 2.3: Schema der seismischen Mikrozonierung

2.3.2.2 Erdbebenbeobachtungen

Eine wichtige Voraussetzung für die quantitative Erarbeitung der Erdbebengefährdung bildet der Katalog der historischen Erdbeben. Um eine genügend hohe Anzahl von Beobachtungen als Korrelationsgrösse zur Gewährleistung der statistischen Relevanz für nachfolgende Untersuchungen zu erhalten, ist auf die makroseismische Datenbank des SED (1995) zurückgegriffen worden. Weil die Dichte und die Genauigkeit der beim Schweizerischen Erdbebendienst archivierten Daten ab 1878 (Gründungsdatum der Schweizerischen Erdbebenkommission) wesentlich höher ist als in der Zeit zuvor, sind zur Bestimmung der Intensitätsabweichungen hauptsächlich Daten aus der Zeit von 1917 bis 1992 verwendet worden.

Die für die Mikrozonierung im St. Galler Rheintal verwendeten Erdbeben­daten stammen aus dem durch die Koordinaten 745 bis 778 E und 190 bis 269 N abgegrenzten Gebiet (siehe Fig. 1.1). Es handelt sich hierbei um 470 Erdbebenereignisse mit beobachteten MSK-Intensitäten bis VII und 2038 Einzelbeobachtungen von Epizentralintensitäten von IV bis VIII (siehe Anhang B und C).

Folgende Daten sind aus dem Erdbebenkatalog der makroseismischen Datenbank als Datengrundlage pro Ereignis in die Arbeit aufgenommen worden:

- Ereigniszeit: Jahr, Tag, Monat, Stunde
- Koord-E / Koord-N
- Gemeinde
- Epizentraldistanz
- Epizentralintensität
- beobachtete Intensität
- Anzahl Beobachtungen.

2.3.2.3 Intensitätsabweichungen

Die Intensitätsabweichungen werden aus der Differenz der beobachteten und der regional berechneten Werte gebildet.

$$\Delta I = I_{obs} - I_{calc}$$

ΔI = Intensitätsabweichung

I_{obs} = am Standort effektiv beobachtete Intensität

I_{calc} = regional berechnete Intensität für das entsprechende Erdbeben

Anwendung/Übertragung bestehender Korrekturschemas
Für die Untersuchungen im Kanton Obwalden sind für die Gefährdungskarten, welche auf der geotechnischen Karte 1:200'000 beruhen, sowohl empirisch ermittelte Werte (siehe Kap. 2.3.1), Erfahrungswerte aus anderen geologischen Regionen wie auch speziell ermittelte Korrekturwerte verwendet worden.

Intensitätsabweichungen in Bezug zur geotechnischen Karte der Schweiz 1:200'000

Die vorhandenen Intensitätsdaten erzwingen in der Pilotuntersuchung im Kanton Obwalden (bedingt durch den ungenügenden Detaillierungsgrad der geotechnischen Karte) eine Vereinfachung der Klassifikationsmatrix. Um statistisch signifikante Aussagen zu erhalten, müssen die makroseismischen Daten der gesamten Schweiz in die Untersuchungen miteinbezogen werden. Dies erfordert aber, dass die geotechnischen und hydrogeologischen Angaben an allen Beobachtungsstandorten bekannt sind. Da zur Zeit nur die vereinfachte geotechnische Karte 1:200'000 flächendeckend für die Schweiz in digitaler Form verfügbar ist, beschränkt sich die Quantifizierung in der grossflächigen Untersuchung des Kantons Obwalden auf die in der Karte aufgeführten geotechnischen Einheiten.

Korrekturwerte des U.S. Geological Survey

Zur Beurteilung der in dieser Arbeit bestimmten Korrekturwerte wurde das vom U.S. Geological Survey für Kalifornien entwickelte Korrekturschema herangezogen. Dieses basiert auf einer Korrelation der Einheiten der geologischen Karte 1:250'000 von Kalifornien und auf den beobachteten Intensitätsanomalien (Tab. 3.1).

Da sich die Klassierung des U.S. Geological Survey auf chronostratigraphische Einheiten der Kartenblätter 1:250'000

von Kalifornien bezieht, muss in einem ersten Schritt die geologische (lithostratigraphische) Beschreibung geotechnisch interpretiert werden (vgl. Schema in Fig. 2.4). Es müssen äquivalente oder geotechnisch ähnliche Einheiten wie die, welche im Untersuchungsgebiet auftreten, herausgelesen werden. Die Korrekturwerte der entsprechenden Klassen sind anschliessend auf die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Bodenklassen zu übertragen. In einem weiteren Arbeitsschritt sind die quartären Ablagerungen nach der Lage des Grundwasserspiegels zu unterteilen (gemäss Tab. 3.1) und die entsprechenden Korrekturwerte zu bestimmen.

Die Übertragung der chronostratigraphischen auf die geotechnischen Einheiten im Untersuchungsgebiet und die Zuordnung der Korrekturwerte für Intensitäten führt zu einer weiteren Korrekturkarte (siehe Kap. 3). Die hierfür notwendigen Basiskarten sind die geotechnische und die hydrogeologische Karte.

Detaillierte Analyse der lokalen Intensitätsabweichungen

In allen anderen Untersuchungsgebieten sowie in den detaillierteren Gefährdungsanalysen des Obwaldner Talbodens sind die spezifischen Analysen des Rheintales angewandt worden.

Bei den Untersuchungen im St. Galler Rheintal sind die Erdbebenbeobachtungen aus dem Gebiet, welches im Norden durch den Bodensee, im Osten durch die Landesgrenze Schweiz / Liechtenstein zu Österreich, im Süden durch die Linie Chur–Felsberg und im Westen durch die Linie Felsberg–Flums–St. Gallen–Egnach begrenzt wird, verwendet worden (Bereich zwischen den Koordinaten 745 bis 778 E und 190 bis 269 N; vgl. Kap.2.3.2.1).

Die beobachtete Intensität I_{obs} umfasst den mittleren Wert aller an einem Standort (Gemeinde) während eines Ereignisses (Erdbeben) aufgenommenen Einzelbeobachtungen.

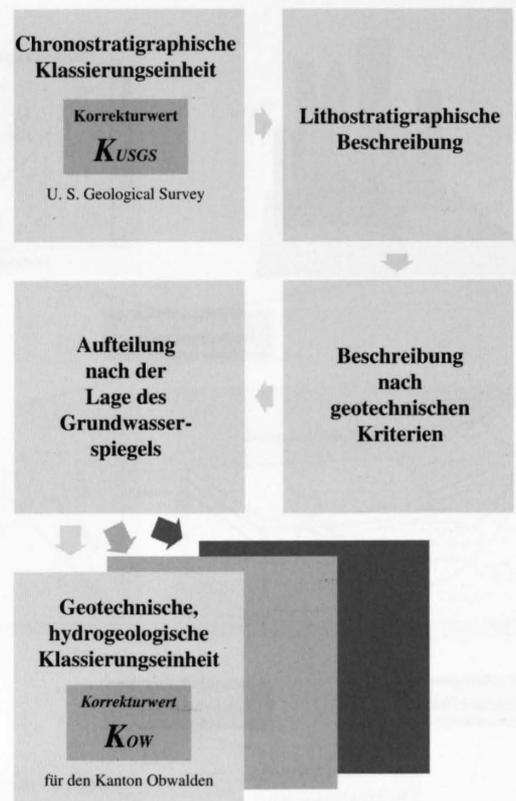
Die berechnete Intensität I_{calc} entspricht dem, unter Berücksichtigung der distanzabhängigen Abminderung des seismischen Signals vom Herd zum jeweiligen Standort, berechneten Intensitätswert, welcher von RÜTTENER (1995) ermittelt worden ist.

Die Intensitätsabweichungen ΔI an einem bestimmten Standort sind als Funktion der beobachteten Ereignisse in den Figuren 3.1 bis 3.6 und 3.7, 3.8 dargestellt.

2.3.2.4 Aufbau des Bodenmodells

Da der Aufbau des Bodenmodells die Auflösung und Aussagequalität der Mikrozonierung stark beeinflusst, richtet sich dieses grundsätzlich nach den folgenden Punkten:

- Verfügbarkeit der Grundlagendaten
- räumliche Gliederung der geologisch/geotechnischen Einheiten



Figur 2.4: Übertragungsschema für die der Korrekturwerte des U.S. Geological Survey auf diese Studie.

- Verwendungszweck und Darstellungsmaßstab der Gefährdungsstudie

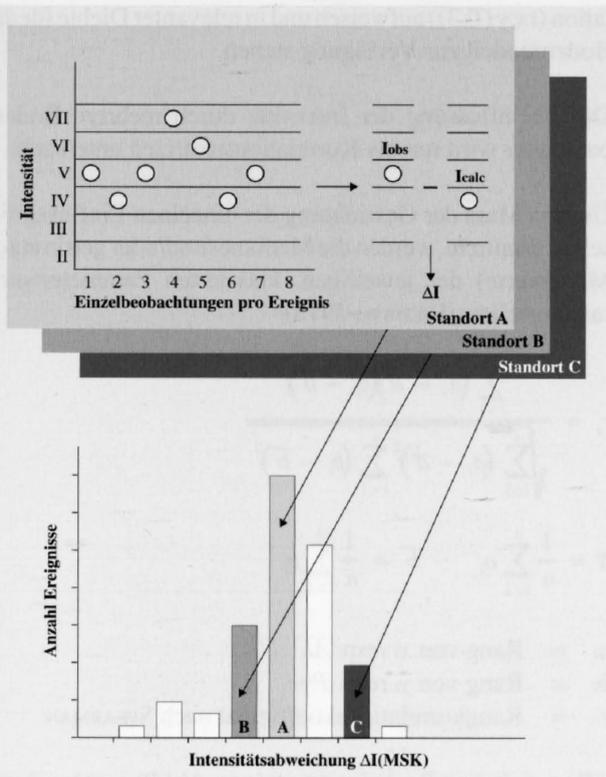
Die einfachste Form ist die Verwendung einer geotechnischen Karte. Wesentlich aussagekräftigere Resultate ergeben räumliche Bodenmodelle, welche nebst der geometrischen Erfassung der geologischen Einheiten möglichst viele geotechnische und hydrogeologische Parameter enthalten.

Datenerfassung

Im Rahmen dieser Arbeit ist ein umfangreiches Archiv geologischer, geotechnischer und hydrogeologischer Daten angelegt worden. Nebst kantonalen und eidgenössischen Institutionen haben vor allem private Geologie- und Ingenieurbüros Unterlagenmaterial geliefert. Alle Daten sind von den Urhebern freundlicherweise zur Verwendung in der vorliegenden wissenschaftlichen Arbeit zur Verfügung gestellt worden. Leider ist eine explizite Darstellung der Rohdaten aus rechtlichen Gründen nicht möglich.

Aufnahme und Form des Datenarchivs

Die Daten liegen in Form von geologischen Gutachten, geologischen und geotechnischen Detailkarten, Bohrprofilen, Rammprofilen oder Schachtprofilen vor. Bei der Auswertung wurde der qualitätsmässigen Triagen von Rohdaten, zusammengefassten und interpretierten Berichten sowie Karten und Modellen Rechnung getragen. Es wurde



Figur 2.5: Ein Zahlenwert für die beobachtete Intensität I_{obs} an einem bestimmten Standort A ermittelt sich aus mehreren Einzelbeobachtungen pro Ereignis. Die Intensitätsabweichung ΔI wird gebildet aus $I_{obs} - I_{calc}$ für jeden Standort (A, ..., Z) und jedes Ereignis n. Anschliessend wird die Verteilung von ΔI für Standorte (A, B, C) mit gleichen Bodeneigenschaften statistisch weiter untersucht.

dabei auch die Art der Zielsetzung berücksichtigt, da je nach Untersuchung andere Schwerpunkte gesetzt wurden.

Im Laufe der Auswertungen mussten zum Teil Datenlücken mittels Detailkartierungen geschlossen werden sowie geologische und geotechnische Aufnahmen unterschiedlicher Quellen kompiliert werden.

Nebst dem konventionellen Datenarchiv, das aus Bohrprofilen, Rammprofilen, Schachtaufnahmen, geologischen Beschreibungen und Karten besteht, sind auch EDV-Archivdateien erstellt worden. Dabei wurden die aussagekräftigsten Daten (etwa zwei Drittel der gesamten Datenmenge) verwendet. Als Auswahlkriterien standen der Aufbau der quartären Talfüllung, die Felsgrenze sowie der Grundwasserspiegel im Vordergrund. Ferner wurden Daten, die von der Oberflächengeologie unabhängig sind, bevorzugt. Aus Gebieten mit sehr hoher Datendichte sind die für lokale Verhältnisse typischen Profile ausgewählt worden.

Im Kanton Obwalden und St. Galler Rheintal wurden auf diese Weise 396 Sondierungen in die Modelle aufgenommen.

Parameter des Bodenmodells

Zur Ermittlung der intensitätsbeeinflussenden Bodeneigenschaften sind im Untersuchungsgebiet des St. Galler Rheintales die folgenden Parameter ins Bodenmodell aufgenommen worden:

- Oberflächengeologie (die für den Baugrund relevante Bodenschicht)
- geotechnische Bodenklassen (nach SNV 670 005)
- laterale und räumliche Variation der Bodenklassen
- geologisch/geotechnische Eigenschaften der unterlagernden Lockergesteinssedimente bis auf den Fels
- Mächtigkeit der gesamten Lockergesteinsabfolge
- grösster, mittlerer und kleinster Terrainabstand des Grundwasserspiegels.

Zur geotechnischen Charakterisierung des Untergrundes sind zusätzlich Richtwerte wichtiger Baugrundkennziffern verwendet worden:

- Raumgewicht γ [kN/m³]
- Korngrössenverteilung:
 - Anteile Ton (Korn-Ø von 0–0.002 mm)
 - Silt (Korn-Ø von 0.002–0.06 mm)
 - Sand (Korn-Ø von 0.06–2.0 mm)
 - Kies (Korn-Ø von 2.0–60 mm)
- Konsistenzgrenzen:
 - Fließgrenze w_L [%]
 - Ausrollgrenze w_P [%]
 - Plastizitätsindex I_P [%]
- Wassergehalt w [%]
- Durchlässigkeit:
 - Durchlässigkeitskoeffizient k [cm/s]
- Porosität n [%]
- Scherfestigkeit:
 - Winkel der inneren Reibung ϕ [°]
 - Kohäsion c [kN/m²]
- Lagerungsdichte D
- ME-Wert [kN/m²]

2.3.2.5 Korrelation

Statistische Bearbeitung zur Ermittlung der Korrekturwerte

Um zu untersuchen, welcher Bodenparameter welchen Einfluss auf die lokalen Intensitätsabweichungen ausübt, ist der Korrelationskoeffizient r_{XY} (dimensionslos) gewählt worden:

$$r_{XY} = \frac{c_{XY}}{s_X s_Y} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}$$

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad \bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i$$

r_{XY} = Korrelationskoeffizient der Variablen X und Y

c_{XY} = Kovarianz der Variablen X und Y

- S = Standardabweichung
 x_i, y_i = Einzelbeobachtung resp. entsprechender Wert des Standortparameters P
 n = Anzahl Ereignisse

Für numerische Berechnungen von r_{xy} wird c_{xy} , S_x und S_y , wird wie folgt umgeformt:

$$c_{XY} = \frac{1}{n-1} \left[\sum_{i=1}^n x_i y_i - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n x_i \right) * \left(\sum_{i=1}^n y_i \right) \right]$$

$$s_x = \sqrt{\frac{1}{n-1} \left[\sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2 \right]}$$

$$s_y = \sqrt{\frac{1}{n-1} \left[\sum_{i=1}^n y_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n y_i \right)^2 \right]}$$

Damit wird der Korrelationskoeffizient:

$$r_{XY} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i y_i - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n x_i \right) * \left(\sum_{i=1}^n y_i \right)}{\sqrt{\left[\sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2 \right] * \left[\sum_{i=1}^n y_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n y_i \right)^2 \right]}}$$

Als Vergleichsgrößen werden einerseits die unter Kapitel 2.3.2.4 aufgeführten Bodenparameter P miteinbezogen. Dabei werden für einen bestimmten Beobachtungsstandort (dicht bis mässig dicht besiedelte Fläche einer Gemeinde) die häufigsten drei Klassenwerte eines jeweiligen Parameters P , deren Maximal- und Minimalwerte sowie der Mittelwert als Eingangsvariablen mitgerechnet:

$${}^p y_{\text{häuf}}, \quad {}^p \bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n {}^p y_i, \quad {}^p y_{\text{min}}, \quad {}^p y_{\text{max}}$$

Zusätzlich werden die Intensitätsabweichungen mit ihrem häufigsten Wert, dem Maximal- und Minimalwert sowie dem Mittelwert als Kovariablen gerechnet:

$$\Delta I_{\text{häuf}}, \quad \Delta \bar{I} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \Delta I_i, \quad \Delta I_{\text{min}}, \quad \Delta I_{\text{max}}$$

Um die Sensibilität der Veränderung eines oder mehrerer Bodenparameter auf die Intensitätsveränderungen zu untersuchen, sind zudem die Variabilitätsmasse (Variationsbreiten ${}^p V$ und Standardabweichung ${}^p S$) der Parameter P mit dem Variabilitätsmass der Intensitätsveränderungen und ΔI direkt korreliert worden.

$${}^p V = {}^p y_{\text{max}} - {}^p y_{\text{min}}, \quad {}^p S = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n ({}^p y_i - {}^p \bar{y})^2}$$

Bestimmung der Gewichtung der einzelnen Bodenparameter

Nach der Korrelationsanalyse aller im Bodenmodell enthaltenen Parameter mit den statistischen Größen der Intensitätsabweichungen ΔI werden nur diejenigen Standortparameter weiter verwendet, welche eine offensichtliche Korre-

lation ($r_{x,y}(0.3)$) aufweisen und in relevanter Dichte für das Bodenmodell zur Verfügung stehen.

Die Beeinflussung der Intensität durch mehrere Bodenparameter wird mittels Korrelationsmatrizen untersucht.

Um das Mass der Gewichtung der einzelnen Einflussgrößen zu ermitteln, werden die Mediane (und/oder getrimmten Mittelwerte) der jeweiligen, klassierten Parameterwerte rangkorreliert (RIEDWIL, 1978):

$$r_s = \frac{\sum_{i=1}^n (a_i - \bar{a})(b_i - \bar{b})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (a_i - \bar{a})^2 \sum_{i=1}^n (b_i - \bar{b})^2}}$$

$$\bar{a} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n a_i, \quad \bar{b} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n b_i$$

a_i = Rang von x_i resp. ΔI_i

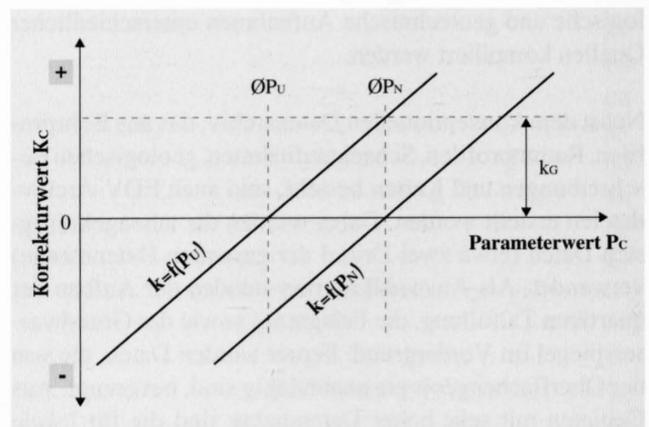
b_i = Rang von y_i resp. $P y_i$

r_s = Rangkorrelationskoeffizient nach SPEARMAN

Alle möglichen Realisierungen (von $\Delta I / P$) werden durch Rangzahlen ersetzt. Von diesen Rangzahlen werden Korrelationskoeffizienten berechnet, welche weniger anfällig auf Extremwerte reagieren und somit ein robusteres Mass der Abhängigkeit darstellen.

Der Korrelationskoeffizient r_{xy} stellt also ein Mass der Verbundenheit der Variablen X, Y dar. r_s stellt ein Mass dar, das die Relevanz der Verbundenheit der Ränge a, b beschreibt. Definiert man $X \approx \Delta I$ und $Y \approx P$ resp. $P(c)$, dann gilt für den Korrekturwert $k_{P(c)}$ und die Gewichtung w_P resp. $WP(c)$:

$$k_{P(c)} = \Delta \bar{P}_{P(c)} = \frac{1}{O - u} \sum_{j=u}^O \Delta I_j$$



Figur 2.6: Prinzip der Translation der Korrekturwerte vom ursprünglichen Untersuchungsgebiet (U) auf ein neues Gebiet (N).

$$w_p = \frac{\sum_{j=1}^n \Delta I_j P_j - \frac{1}{n} \left(\sum_{j=1}^n \Delta I_j \right) * \left(\sum_{j=1}^n P_j \right)}{\sqrt{\left[\sum_{j=1}^n \Delta I_j^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{j=1}^n \Delta I_j \right)^2 \right] * \left[\sum_{j=1}^n P_j^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{j=1}^n P_j \right)^2 \right]}}$$

$$w_{P(c)} = \frac{\sum_{j=1}^n (\Delta I_j - \Delta \bar{I})(k_j - \bar{k})}{\sqrt{\sum_{j=1}^n (\Delta I_j - \Delta \bar{I})^2 \sum_{j=1}^n (k_j - \bar{k})^2}}$$

$k_{P(c)}$ = Korrekturwert für den Parameter P innerhalb der Parameterklasse $P(c)$

w_p = Gewichtungsfaktor für den Parameter P

$w_{P(c)}$ = Gewichtungsfaktor des Korrekturwertes der Parameterklasse $P(c)$

u = kleinster Wert innerhalb der Parameterklasse $P(c)$

o = grösster Wert innerhalb der Parameterklasse $P(c)$

j = berücksichtigte Ereignisse

In Kapitel 3.1.2 sind die Beziehungen der wichtigsten klassierten Einflussparameter in den Figuren 3.9ff dargestellt. Aufgetragen sind jeweils die Grössen:

$$\text{Median} = \Delta I \xrightarrow{\text{bei}} f_n(\bar{p}) = 0.5$$

$$\text{unteres Quartil} = \Delta I \xrightarrow{\text{bei}} f_n(p) = 0.25$$

$$\text{oberes Quartil} = \Delta I \xrightarrow{\text{bei}} f_n(p) = 0.75$$

$$\text{unteres Dezil} = \Delta I \xrightarrow{\text{bei}} f_n(p) = 0.1$$

$$\text{oberes Dezil} = \Delta I \xrightarrow{\text{bei}} f_n(p) = 0.9$$

Die lokale Intensitätsabweichung ΔI von mehreren Parameter P an einem bestimmten Standort S kann wie folgt beschrieben werden:

$$\Delta I_S(P) \approx \sum_{i=1}^n \frac{1}{w_{\max}} w_i * f(k)_i$$

$\Delta I_S(P)$ = lokale Intensitätsabweichung ΔI , beeinflusst durch die Parameter P am Standort S

w_i = Gewichtungsfaktor

k = Korrekturfaktor

$f(k)$ = Abhängigkeitsbeziehung ΔI von k

n = Anzahl berücksichtigter Parameter

Abschätzung der räumlichen Übertragbarkeit der Korrekturwerte

Die ermittelten Korrekturwerte beschreiben die Differenzen zum regional gemittelten Intensitätsfeld des zu diesem Zweck ausgeschiedenen Untersuchungsgebietes. Sie sind also nur im jeweiligen Untersuchungsgebiet direkt verwendbar. Werden die Korrekturwerte auf ein anderes Gebiet übertragen, so müssen die Korrekturfunktionen entsprechend transformiert werden.

Vereinfacht kann die regional gemittelte, berechnete Intensität I_{calc} als Wert für einen synthetischen durchschnittlichen Bodentyp bezeichnet werden. I_{calc} ist in erster Näherung proportional zur räumlichen Ausdehnung A der vorhandenen Bodenparameter P und den darauf registrierten Ereignissen B .

$$I_{calc} \approx \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{A_p}{A_{tot}} P_i * \frac{B_p}{B_{tot}}$$

Dieser durchschnittliche Bodentyp des ursprünglichen Untersuchungsgebietes respektive seine Bodenparameter sind in einem ersten Schritt zu bestimmen. In einem zweiten Schritt ist der durchschnittliche Bodentyp des Gebietes zu bestimmen, auf welchen die Korrekturwerte übertragen werden. Im letzten Schritt sind dann die Korrekturwerte entsprechend den Abweichungen zu transformieren. Für den Gebietskorrekturwert k_G gilt demnach:

$$k_G = f(\emptyset P_U) - f(\emptyset P_N)$$

Überprüfen der Linearität der Intensitätsabweichung

Um zu testen, ob die Intensitätsabweichungen und die abgeleiteten Korrekturwerte von der Epizentralintensität I_0 , der beobachteten Intensität I_{obs} oder der Epizentraldistanz abhängig sind, sind die erwähnten Grössen gegen die Beträge der Intensitätsabweichungen ΔI aufgetragen worden. Eine mögliche Korrelation wird zudem rechnerisch überprüft. Damit festgestellt werden kann, in welchem Masse sich die verschiedenen Bodenparameter in unterschiedlichen Intensitätsbereichen verändern, werden die normierten Korrekturwerte und die normierten Gewichtungsfaktoren in Abhängigkeit der Intensitätsbereiche dargestellt.

2.3.3 Gefährdung durch Sekundäreffekte

2.3.3.1 Grundsätzliches

Die Effekte eines Erdbebens können sich im Baugrund auf verschiedene Weise manifestieren. Grundsätzlich können sogenannte Primär- und Sekundäreffekte unterschieden werden (vgl. STUDER & ZIEGLER, 1986):

- Primäre Effekte, welche unmittelbar durch die Erdbebenerschütterung verursacht werden:
 - Verwerfung (Zerreissen)
 - Erschütterung (auf Fels)
- Sekundäre Effekte, welche indirekt durch eine bestimmte Reaktion des Bodens infolge Erdbebenerschütterung verursacht werden (lokal, standortspezifisch):
 - Setzungen, Untergrundsversagen
 - Bodenverflüssigungen
 - Hanginstabilitäten (Felsstürze, Steinschläge, Erdbeben)
 - Amplifizierungen (Verstärkungen, Abminderungen, Filterungen, Resonanzen); vor allem bei der Erschütterung von Lockergesteinen.

In der Intensitätsmessung sind diese sekundären Effekte nicht mitberücksichtigt; sie sind meist sehr spezifisch an die lokalen Untergrundsverhältnisse und die auftretenden Bodenbewegungen gebunden.

Die Bodenbewegungen können physikalisch mit den folgenden Grössen beschrieben werden (BACHMANN, 1995):

- Verschiebung [m]
- Geschwindigkeit [m/s]
- Beschleunigung [m/s²]
- Frequenz [Hz] (spektrales Verhalten)
- Dauer der Starkbebenphase [s],

wobei die letzten drei, die für Schäden an normalen Bauwerken relevanten physikalischen Grössen darstellen.

Eine erweiterte Erdbeben-Gefährdungsanalyse für einen Standort umfasst also nebst der reinen Darstellung der Gefährdung durch Bodenerschütterungen auch eine Untersuchung der Gefährdung durch Sekundäreffekte.

2.3.3.2 Setzungen

Setzungen können erfolgen, wenn der Boden zusätzlich belastet wird (z.B. durch ein Bauwerk). Es handelt sich dabei um eine vertikale Deformation, die durch das Zusammendrücken des Korngerüsts verursacht wird. Rechnerisch wird in der Praxis die Setzungsanfälligkeit (Zusammendrückbarkeit) mit dem ME-Wert beschrieben (vgl. LANG & HUDER, 1990):

$$\Delta s = \sum_{z=0}^{z=T} \frac{\Delta \sigma_z \Delta z}{M_{E(z)}} \quad M_E = \frac{\Delta \sigma}{\frac{\Delta h}{h_0}}$$

- Δs = Gesamtsetzung eines Punktes über der Lockergesteinsablagerung mit der Mächtigkeit T
- Δz = Mächtigkeit der Schicht in der Tiefe z
- $\Delta \sigma_z$ = Vertikalspannung in der Tiefe z
- $M_{E(z)}$ = Zusammendrückungsmodul

Setzungen sind vor allem in sehr locker gelagerten Böden zu erwarten. Besonders anfällig sind Ablagerungen, welche einen hohen Gehalt an organischen Beimengungen enthalten (zum Bsp. Torfe und torfhaltige Böden). Hinsichtlich des Schadens an einem Bauwerk sind gleichmässige Setzungen nicht so gravierend wie die differentielle Setzungenbewegungen.

Bei zusätzlicher Belastung durch Erdbebenerschütterungen kann es bei den folgenden Gegebenheiten zu Setzungsdifferenzen unterhalb der Fundationsfläche eines Bauwerkes oder eines Bauwerkteils kommen:

- ungleiche Mächtigkeit der zusammendrückbaren Schicht unter einem Bauwerk
- horizontale Belastungskomponenten
- exzentrische Belastung von Fundamenten.

Setzungen von Gebäuden als Folge der Erdbebenbelastung, insbesondere jene, die ihre Ursache in der Inhomogenität des Bodens haben, sind rechnerisch kaum erfassbar. Ein sinnvolles Verfahren für die Erdbeben-Mikrozonierung ist aber, denjenigen Untergrund zu kartieren, der infolge seines geologischen Aufbaus setzungsanfällig ist.

2.3.3.3 Bodenverflüssigung

Die Bodenerschütterungen durch ein Erdbeben können eine schwache Verdichtung des Bodens bewirken. Die dadurch entstehende Abnahme des Porenvolumens hat bei wasser-gesättigten Böden einen Porenwasserdruckanstieg zur Folge. Kann der Wasserdruck bei schlecht drainierenden Böden nur ungenügend rasch abgebaut werden, so wird die effektive Spannung im Boden während den Belastungszyklen weiter reduziert bis schliesslich der Verlust der Scherfestigkeit eintreten kann. Die folgenden Eigenschaften beeinflussen massgebend das Verflüssigungsverhalten von kohäsionslosen Böden:

- *Kornverteilung*: Die Durchlässigkeit und das Dilatanzverhalten von Böden wird durch die Kornverteilung beeinflusst. Grobkörnige Materialien wie Schotter und Kiese bauen den durch die Verdichtung erzeugten Porenwasserdruck durch gute Drainage rasch wieder ab, so dass keine Verflüssigung entsteht. Im Gegensatz dazu neigen hauptsächlich sandige und siltige Böden zur Verflüssigung.
- *Wassersättigung*: Damit überhaupt eine wesentliche Verminderung der effektiven Spannung zustande kommt, muss ein inkompressibles Medium (Wasser) im Porenraum vorhanden sein.
- *Lagerungsverhältnisse, Konsolidation*: Die Lagerungsdichte (in der Praxis meist als relative Dichte D_r beschrieben) ist ein wichtiger Einflussparameter für das Verflüssigungsverhalten von sandigen oder siltigen Böden. Bereits kleine Unterschiede im Raumgewicht führen zu grossen Unterschieden in D_r und somit auch zu unterschiedlichem Verflüssigungsverhalten. Oft steht der Grad der Konsolidation K_c in Abhängigkeit zum Bodenalter. Ältere Sandablagerungen weisen im allgemeinen einen höheren Verflüssigungswiderstand auf. Zudem kann eine Vorbelastung, die zu höheren horizontalen Spannungen führt, sich positiv auf den Verflüssigungswiderstand auswirken.
- Weitere Faktoren, welche sich auf das Verflüssigungsverhalten auswirken können, sind Form und Einregelung der Körner, allfällige diagenetische Phänomene, Verkittungen oder die Neigung zu Kornzertrümmerung unter der Wirkung von Bodenerschütterung bei grosser Überlast.

2.3.3.4 Hanginstabilitäten

Hanginstabilitäten (lokal betrachtet) gehören zu den potentiellen Gefahren bei Erdbeben. Deswegen und aufgrund der relativ grossen Reliefdifferenz in weiten Teilen der Schweiz

wird der Einfluss von Erdbeben auf Hanginstabilitäten diskutiert.

Es gibt zahlreiche Beispiele, wo starke Erdbeben Hanginstabilitäten auszulösen vermochten z.B. beim Irpinia-Beben 1980 (Italien, D'ELIA & FENELLI et al., 1992) oder beim Santiago de Puriscal-Beben 1990 (Costa Rica, MORA et al., 1992). Inwiefern schwache Beben Hanginstabilitäten beeinflussen können, ist allgemein nicht leicht zu beantworten.

und der Forderung von Frieden und Gerechtigkeit.
In der katholischen Kirche, wo eine solche Haltung
historisch zu finden ist, kann man sich an
Papst Pius XII. (1958) und Papst Paul VI. (1968) erinnern.
In der evangelischen Kirche, wo eine solche Haltung
historisch zu finden ist, kann man sich an
Luther (1521) und an die Barmherzigen Brüder (1815) erinnern.
In der protestantischen Kirche, wo eine solche Haltung
historisch zu finden ist, kann man sich an
Calvin (1536) und an die Quäker (1688) erinnern.
In der orthodoxen Kirche, wo eine solche Haltung
historisch zu finden ist, kann man sich an
Gregor Palamas (14th century) und an
Irenaeus (2nd century) erinnern.

3 RESULTATE UND ANWENDUNG

3.1 Einfluss der standortsspezifischen Bodenparameter

3.1.1 Empirisch ermittelte Einflussgrössen

Ein wichtiger Parameter im Hinblick auf die Erschütterungsempfindlichkeit ist die Gesteinsart. Im Vergleich zu den Festgesteinen verstärken die Lockergesteine grundsätzlich seismische Erschütterungen. Die Gesamtmächtigkeit, Lagerung und Struktur des Gesteinskomplexes sowie dessen Materialbeschaffenheit, Korngrösse, Kornverteilung und Verwitterungsgrad erlauben eine differenziertere Abschätzung des Amplifizierungseffektes. Weitere Einflussgrössen sind die lokalen tektonischen Verhältnisse sowie die Neigung der Oberfläche (s. BAROSH, 1966). Dabei zeigen tektonisch ungestörte Zonen geringere Erschütterungsempfindlichkeit als tektonisch gestörte Zonen. Hanglagen und Bergflanken weisen bei ähnlichem Untergrund meist grössere Intensitätsverstärkungen auf als flache Lagen. Die Kontaktverhältnisse des untersuchten Untergrundes zum Nachbargestein sind ebenfalls wichtig. So ist eine Kontaktzone seismisch um so gefährlicher, je unterschiedlicher die physikalischen Eigenschaften (vor allem Impedanz) der aneinander grenzenden Schichten oder Schichtkomplexe sind. Des weitern spielt der Grad der Wassersättigung eine wesentliche Rolle, da wassergesättigte Böden deutlich empfindlicher auf dynamische Belastung reagieren als trockene.

Tabelle 3.1: Korrekturwerte nach U.S. Geological Survey (EVERNDEN & THOMSEN, 1985), normiert auf tertiäre Sedimentgesteine.

geologische Einheiten (Geologische Karte Kalifornien 1:250'000)	Korrekturwerte ΔI
Frühmesozoische Sedimentgesteine	-0.5
Tertiäre Sedimentgesteine	0.0
Plio-Pleistozäne Sedimentgesteine	0.7
Quartäre Sedimentgesteine in Abhängigkeit der Tiefe des Grundwasserspiegels:	
0-9 m	1.7
9-30 m	0.7
>30 m	0.2

3.1.1.1 Anwendung / Übertragung bestehender Korrekturschemas

Übertragung der U.S.G.S.-Werte

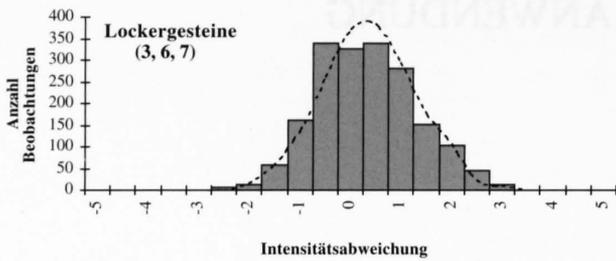
Durch die Übertragung der chronostratigraphischen Einheiten von Kalifornien auf das Untersuchungsgebiet sind Korrekturwerte und -karten ermittelt worden, die Auskunft über die seismische Erschütterungsempfindlichkeit geben (Tab. 3.1). Auf der Korrekturkarte (Fig.: 3.24) der Intensitätswerte erscheinen alpine Dolomit- und Gipsgesteine und der vorwiegend eckige, trockene Schutt von Bergsturzmaterial und Gehängeschutt mit einem Korrekturwert ΔI von 0 bis 0.2. Dies bedeutet, dass die bei einem Erdbeben auftretenden Intensitäten dem regionalen Durchschnitt entsprechen. Massige Kalksteine mit bedeutenderen Lagen von Mergelschiefern und Mergelkalken zeigen Korrekturwerte ΔI von -0.5, gleiche Werte weisen schwach bis mittelstark verfestigte Konglomerate mit Sandstein- und Mergellagen auf. Mergelschiefer bis Kalkphyllite mit Einlagerungen von Sandsteinen zeigen Korrekturwerte ΔI von 0.

Die wassergesättigten Lockergesteine weisen mit einem Wert ΔI von +1.7 die höchste Empfindlichkeit bezüglich seismischer Anregung auf. Für die Erstellung der Korrekturkarten sind in Gebieten mit Lockergesteinen, wo nur ungenügende Informationen über den Grundwasserspiegel vorlagen, ein mittlerer Grundwasserstand zugewiesen worden. Ohne Angaben des Grundwasserspiegels wurde den meist tonigen, oft mit Blöcken, Geschieben oder mit Schutt versetzten Sande bis Silte einen Korrekturwert ΔI von +0.5 zugewiesen. Den gleichen Wert erhielten die meist sauberen Kiese und Sande, welche teilweise mit dünnen tonigen oder siltigen Überdeckungen oder Einlagerungen versehen sind. Für den vorwiegend eckigen, groben bis feinem Schutt wurde ein Wert ΔI von 0.0 zugewiesen.

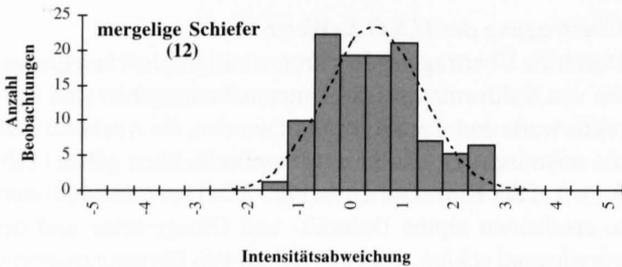
3.1.2 Statistisch ermittelte Einflussgrössen aus Korrelationsvergleichen

3.1.2.1 Relevante Korrekturschemata

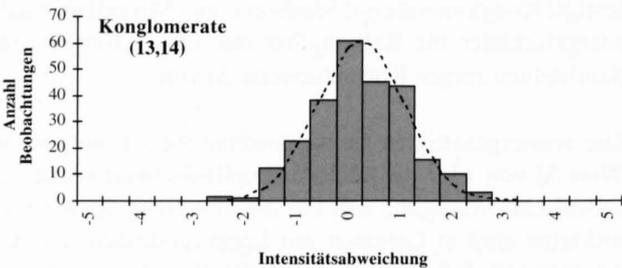
Ein auf geotechnische Bodenklassen reduziertes Verfahren ist für das Pilotprojekt (SCHINDLER et al., 1996) im Kanton Obwalden angewendet worden. Bedingt durch die wesentliche Vereinfachung der Klassifikation in der digitalen geotechnischen Karte der Schweiz 1:200'000 (RÖSLI, 1990) müssen, um statistisch signifikante Aussagen zu erhalten, die makroseismischen Daten der gesamten Schweiz in die Untersuchungen miteinbezogen werden.



Figur 3.1: Intensitätsabweichungen von 1824 Beobachtungen in Lockergesteinen. $\Delta I_{\text{Mittel}} = 0.32$, Standardabweichung $s = 0.92$.



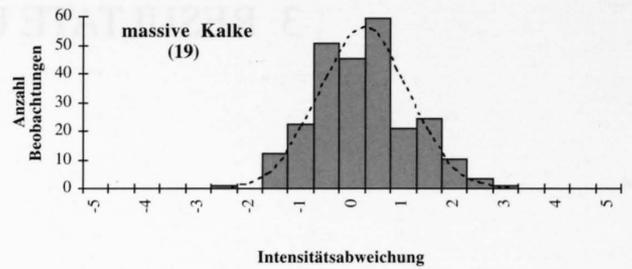
Figur 3.2: Abweichungen von 110 Beobachtungen. $\Delta I_{\text{Mittel}} = 0.42$, Standardabweichung $s = 0.93$.



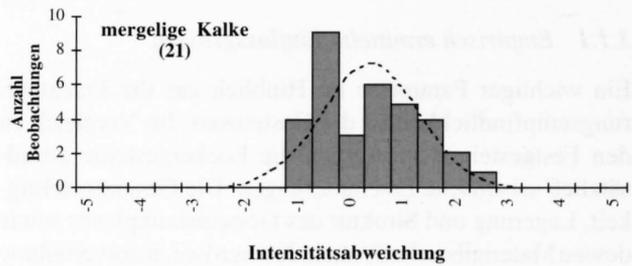
Figur 3.3: Abweichungen von 247 Beobachtungen. $\Delta I_{\text{Mittel}} = 0.22$, Standardabweichung $s = 0.84$.

Dazu wurden die im Untersuchungsgebiet auftretenden Bodentypen nach geotechnischer Faziesabgrenzung klassiert (RÖSLI, 1990). Für alle auftretenden Bodenklassen wurden sämtliche Abweichungen zwischen den berechneten und den beobachteten Intensitätswerten ermittelt und in Histogrammen dargestellt (vgl. SCHINDLER et al., 1996). Diese Histogramme (Fig 3.1 bis 3.6) zeigen die zu erwartenden grossen Streuungen innerhalb einer Bodenklasse. Die mittleren Abweichungen werden durch den Mittelwert einer Gauss-Verteilung bestimmt. Diese gefundenen Korrekturwerte ΔI (Tab. 3.2) erlauben eine erste Zonierung des Untersuchungsgebietes (Kap 3.2.1).

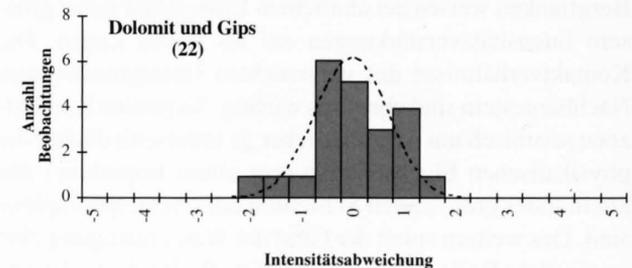
Es ist folgende Tendenz erkennbar: die Lockergesteine (Fig. 3.1) weisen relativ hohe ΔI -Werte auf, während die Festgesteine der Bodenklassen 14, 19, 21 und 22 (Fig. 3.3 bis 3.6) relativ geringe Werte aufweisen. Mergelige Felsgesteine, wie die Klassen 12 und 17, zeigen aufgrund ihrer medianen Werte geringe Abweichungen vom regionalen Intensitäts-Mittelwert.



Figur 3.4: Abweichungen von 253 Beobachtungen. $\Delta I_{\text{Mittel}} = 0.23$, Standardabweichung $s = 0.89$.



Figur 3.5: Abweichungen von 34 Beobachtungen. $\Delta I_{\text{Mittel}} = 0.83$, Standardabweichung $s = 0.92$. Da hier keine Gauss-Verteilung vorliegt, wird der Korrekturwert Richtung Median korrigiert ($\Delta I = 0.4$).



Figur 3.6: Abweichungen von 34 Beobachtungen. $\Delta I_{\text{Mittel}} = 0.05$, Standardabweichung $s = 0.70$.

Die seismische Zonierungskarte als Überlagerung der seismischen Gefährdung mit der Karte der Korrekturwerte widerspiegelt dieses bodenspezifische Verhalten und wird im nachfolgenden Kapitel 3.2 noch näher erläutert.

Umfassender Einbezug aller akquirierter Bodenparameter
Die zahlreichen Korrelationsanalysen (vgl. Tab. 3.4) unter Einbezug aller erfassten Bodenparameter, erlaubten die Beeinflussung der lokalen Intensitäten abzuschätzen. Parameter, welche keine offensichtlichen Korrelationen aufweisen, sind von der weiteren Bearbeitung ausgeschlossen worden. In Tabelle 3.3 sind die wichtigsten Einflussgrößen zusammengefasst.

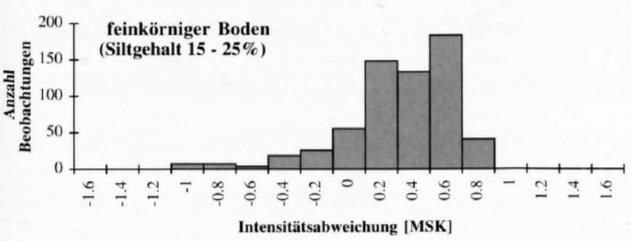
Die Darstellungen in Fig. 3.7 und Fig. 3.8 zeigen zwei Analysebeispiele von feinkörnigen respektive grobkörnigen Böden. Deutlich ist zu sehen, dass, im Vergleich zum regionalen Durchschnitt, der feinkörnige Boden zu höheren Intensitäten und der grobkörnige Boden zu eher geringeren Intensitäten neigt.

Tabelle 3.2: Korrekturwerte ΔI für Intensitäten in Abhängigkeit des geologischen Untergrundes. Ermittelt aus der geotechnischen Karte der Schweiz 1:200'000, umgesetzt im Kanton Obwalden.

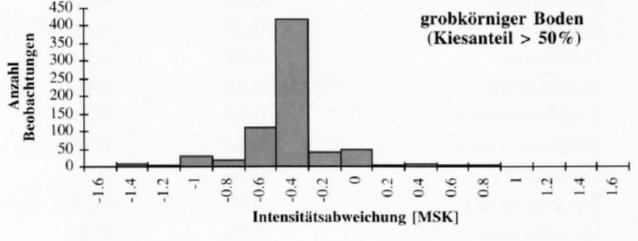
geotechnische Einheiten (Geotechnische Karte 1:200'000 der Schweiz)	Korrektur- werte ΔI	Standard- abweichung s
merglige Kalke	0.4	0.92
massive Kalke	0.2	0.89
Dolomite und Gips	0.0	0.70
merglige Schiefer mit Einlagerungen von Sandsteinen	0.4	0.93
verschiedene Konglomerate	0.2	0.84
Lockergesteins-Sedimente (Sande, Silte, Kiese) in Ab- hängigkeit des Grundwasserspiegels:		
0–9 m	1.5	0.90
9–30 m	0.5	0.83
>30 m	0.0	0.85

Tabelle 3.3: Zusammenstellung der Bodeneigenschaften, welche einen wichtigen Einfluss auf die lokal wahrgenommene Erdbebenstärke haben (+ schwach, ++ mässig, +++ stark).

Bodeneigenschaften	Intensitätsabweichung ΔI	
	mittlere Werte	max. Werte
mittlere Tiefe des Grundwasserspiegels	+++	+++
minimale Tiefe des Grundwasserspiegels	++	+++
Gehalt an Ton	++	
Gehalt an Silt	+++	++
Gehalt an Sand	++	+
Gehalt an Kies	+	+
Kohäsion	+	+
Wassergehalt	+	+
Durchlässigkeit	+	+
Plastizität (I_p)	+	
Lockergesteinsmächtigkeit	+	+++
Unterlagerung (vorherrschende Korngrösse)	+++	++



Figur 3.7: Verteilung der beobachteten Intensitätsabweichung auf feinkörnigen Böden mit einem Siltgehalt von 15 bis 25%.



Figur 3.8: Verteilung der beobachteten Intensitätsabweichung auf Böden mit einem Kiesanteil von mehr als 60%.

Betrachtet man die für die nachfolgende Mikrozonierung nötigen Datengrundlagen, so kann festgestellt werden, dass die folgenden Eigenschaften des geologischen Untergrundes einen grossen Einfluss auf die Erschütterungsfähigkeit haben:

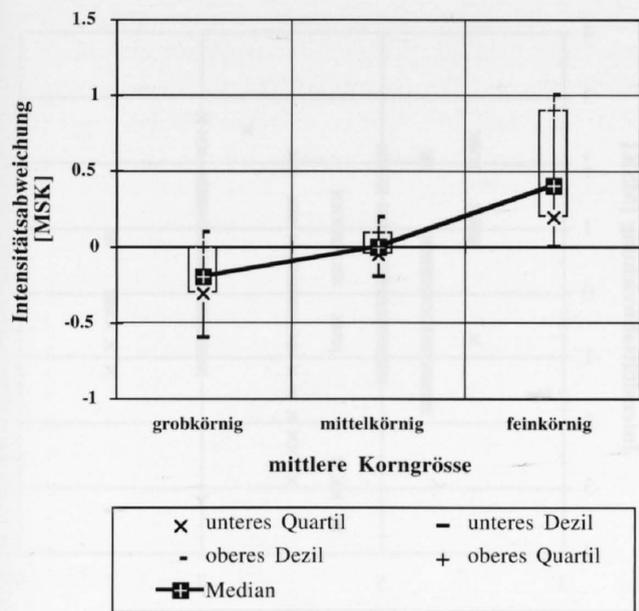
- die Lage des Grundwasserspiegels
- die geotechnischen Eigenschaften der oberflächennahen Lockergesteine (0 bis ca. 25 m)
- die vorherrschende Korngrössenfraktion der unterlagernden Sedimente bis in eine Tiefe von 100 m
- die Gesamtmächtigkeit der Lockergesteinsschicht.

In den obersten Bodenschichten (bis ca. 20 m) verhalten sich feinkörnige Sedimente mit erhöhtem Siltgehalt besonders kritisch, sie verstärken bei seismischer Anregung die Erschütterungen (hohe Aufschaukelung). Hingegen verhalten sich Kiese mit mehr als 50% der Korngrössenfraktion 2.0–60 mm eher günstig (keine bis geringe Aufschaukelung oder gar Abdämpfung).

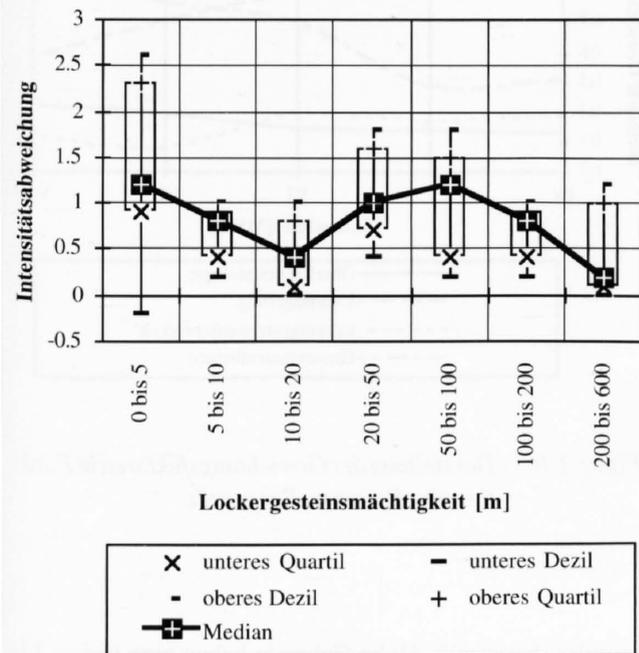
Ähnliches Verhalten zeigt auch die zusammengefasste Klassierung der unterlagernden Lockergesteinsschichten (in 20 bis 100 m Tiefe). Bestehen sie vorwiegend aus Lehmen, Silten oder Feinsanden, so wirkt sich dies verstärkend auf

Tabelle 3.4: Auszug aus einer Korrelationsmatrix der Intensitätsabweichungen mit den entsprechenden Bodenparameter aus den Untersuchungen im St.Galler Rheintal. Aufgelistet sind die jeweiligen Korrelations- und Rangkorrelationskoeffizienten der Intensitätsabweichung (mittlere und maximale Werte) mit den Bodenparameter (mittlere, maximale, und häufigste Werte).

Intensitätsabweichung Bodenparameter v	Standorte		Beobachtungen		Rangkorrelation		
	ΔI mittel	ΔI max	ΔI mittel	ΔI max	ΔI mittel	ΔI max	
Ton (Mittel)	0.49	-.—	0.54	-.—	-.—	-.—	x
Ton (max.)	0.46	0.42	0.43	0.11	-.—	-.—	
Ton (h)	0.50	-.—	0.61	-.—	0.55	-.—	x
Silt (Mittel)	0.47	-.—	0.58	-.—	-.—	-.—	x
Silt (max.)	0.41	0.34	0.42	-0.18	-.—	-.—	
Silt (h)	0.51	-.—	0.66	-.—	0.73	-.—	x
Sand (Mittel)	0.29	-.—	0.41	-.—	-.—	-.—	
Sand (max.)	0.14	0.16	0.35	0.31	-.—	-.—	
Sand (h)	0.37	-.—	-0.53	-.—	0.54	-.—	x
Kies (Mittel)	-0.36	-.—	-0.48	-.—	-.—	-.—	
Kies (max.)	-0.33	-0.37	-0.50	-0.48	-.—	-.—	x
Fels (Mittel)	-0.22	-.—	-0.21	-.—	-.—	-.—	
Fels (max.)	-0.34	0.21	0.42	0.60	-.—	-.—	x
Fels (h)	-0.35	-.—	-0.43	-.—	-.—	-.—	
Ton+Silt (Mittel)	0.48	-.—	0.57	-.—	-.—	-.—	
Ton+Silt (h)	0.52	-.—	0.65	-.—	-.—	-.—	x
Kies+Sand (Mittel)	-0.26	-.—	0.38	-.—	-.—	-.—	
Kies+Sand (h)	-0.14	-.—	-0.31	-.—	-.—	-.—	
Silt+Sand (Mittel)	0.43	-.—	0.57	-.—	-.—	-.—	x
Silt+Sand (h)	0.49	-.—	0.66	-.—	-.—	-.—	x
Ton+Sand (Mittel)	0.36	-.—	0.48	-.—	-.—	-.—	
Ton+Sand (h)	0.43	-.—	0.59	-.—	-.—	-.—	x
Ton+Kies (Mittel)	-0.31	-.—	-0.45	-.—	-.—	-.—	
Ton+Kies (h)	-0.24	-.—	-0.43	-.—	-.—	-.—	
Silt+Kies (Mittel)	0.03	-.—	-0.22	-.—	-.—	-.—	
Silt+Kies (h)	0.26	-.—	0.24	-.—	-.—	-.—	
Lockergesteine (Mittel)	0.23	-.—	0.22	-.—	-.—	-.—	
Lockergestein (h)	0.35	-.—	-.—	-.—	-.—	-.—	
GW (Mittel)	-0.55	-0.53	-0.64	-0.66	0.88	-.—	x
GW (min)	-0.39	-0.49	-0.71	-0.63	-.—	0.69	x
GW (max)	-0.58	-0.53	-0.71	-0.61	-.—	-.—	x
Kohäsion (h)	0.44	0.48	-.—	-.—	-.—	-.—	
Kohäsion (min.)	0.14	0.11	-.—	-.—	-.—	-.—	
Kohäsion (max.)	0.42	0.35	-.—	-.—	-.—	-.—	
Porosität (h)	0.40	0.33	-.—	-.—	-.—	-.—	
Porosität (min.)	-0.90	-0.37	-.—	-.—	-.—	-.—	x
Porosität (max.)	0.25	-0.20	-.—	-.—	-.—	-.—	
Reibungswinkel (h)	0.24	-0.15	-.—	-.—	-.—	-.—	
Reibungswinkel (min.)	-0.45	-0.38	-.—	-.—	-.—	-.—	
Reibungswinkel (max.)	-0.30	-0.45	-.—	-.—	-.—	-.—	
Wassergehalt (h)	0.50	0.51	-.—	-.—	-.—	-.—	x
Wassergehalt (min.)	0.15	0.20	-.—	-.—	-.—	-.—	
Wassergehalt (max.)	0.39	0.25	-.—	-.—	-.—	-.—	
Raumgewicht (h)	0.35	0.24	-.—	-.—	-.—	-.—	
Raumgewicht (min.)	-0.35	-0.35	-.—	-.—	-.—	-.—	
Raumgewicht (max.)	-0.24	-0.30	-.—	-.—	-.—	-.—	
Durchlässigkeit (h)	-0.44	-0.49	-.—	-.—	-.—	-.—	
Durchlässigkeit (min.)	-0.58	-0.55	-.—	-.—	-.—	-.—	x
Durchlässigkeit (max.)	-0.16	-0.31	-.—	-.—	-.—	-.—	
Fliessgrenze (h)	0.54	-.—	-.—	-.—	-.—	-.—	x
Fliessgrenze (min.)	-.—	0.38	-.—	-.—	-.—	-.—	
Fliessgrenze (max.)	-.—	0.32	-.—	-.—	-.—	-.—	
Plastizitätsgrenze (h)	0.54	-.—	-.—	-.—	-.—	-.—	x
Plastizitätsindex (mittel)	0.47	-.—	-.—	-.—	-.—	-.—	
Plastizitätsindex (h)	0.51	-.—	-.—	-.—	-.—	-.—	x
Plastizitätsindex (min.)	-0.21	0.17	-.—	-.—	-.—	-.—	
Plastizitätsindex (max.)	0.41	0.30	-.—	-.—	-.—	-.—	
Plastizitätsindex (v)	0.43	-.—	-.—	-.—	-.—	-.—	
Geotechnische Bodenklassen (VSN)	-.—	-.—	-.—	-.—	0.65	0.63	x
Lockergesteinstiefe	0.21	0.63	0.42	0.33	0.58	0.32	x
Unterlagerung	-.—	-.—	-.—	-.—	0.93	0.27	x
laterale Variation	-0.16	0.14	-0.33	0.15	0.08	-.—	

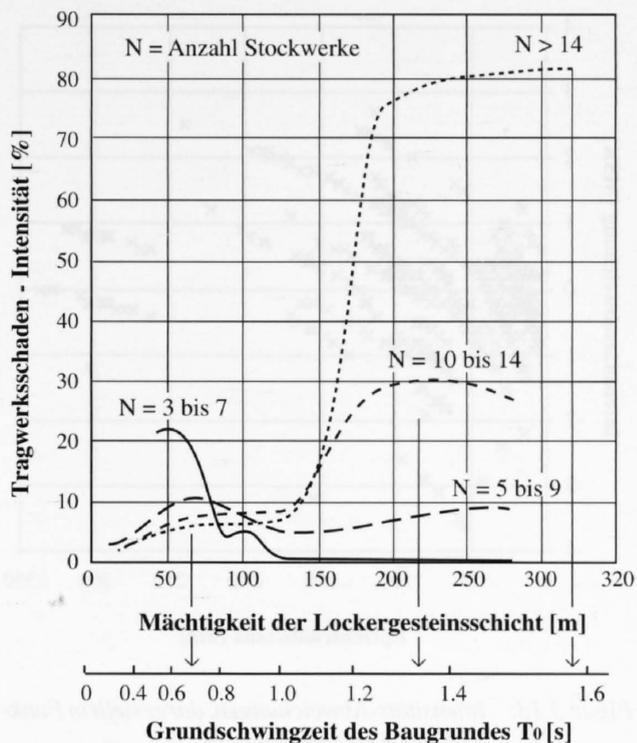


Figur 3.9: Verteilung der Intensitätsabweichungen von 793 Beobachtungen verglichen mit der mittleren Korngröße der unterlagernden Lockerschichten (20–100 m Tiefe).

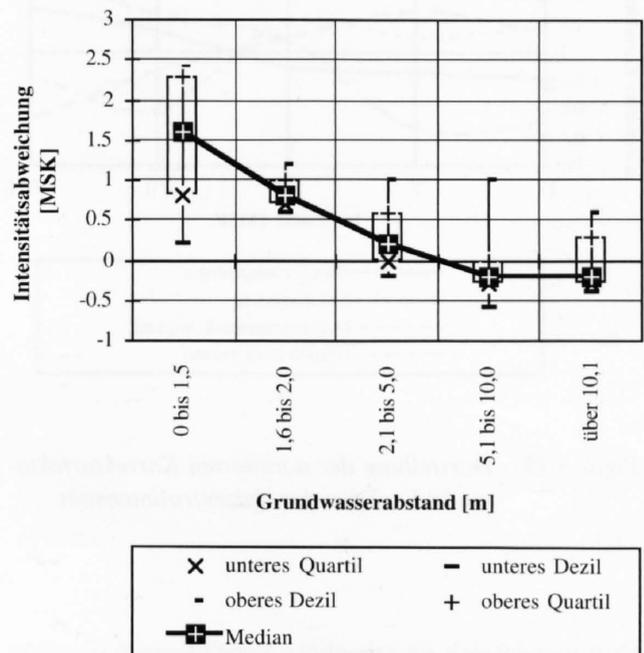


Figur 3.10: Verteilung der Intensitätsabweichungen verglichen mit der Gesamtmächtigkeit der Lockergesteine.

die Erschütterung aus, eine Unterlagerung von vorwiegend sauberen Kiesen bewirken hingegen keine Verstärkung. Figur 3.9 zeigt die Abweichung der Intensitäten vom regionalen Mittel von 793 Erdbebenbeobachtungen in Funktion der mittleren Korngröße der unterlagernden Lockergesteine.



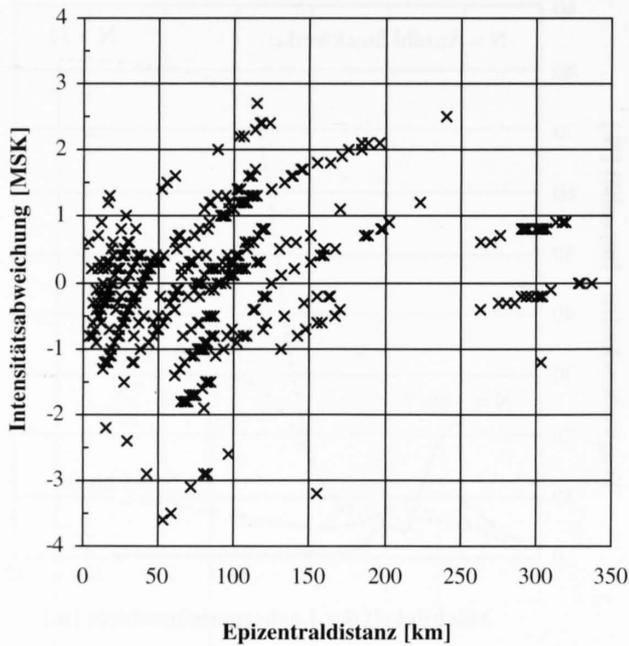
Figur 3.11: Schadenintensität in Abhängigkeit der berechneten Grundschwingzeit des Baugrundes (nach SEED & IDRIS, 1982).



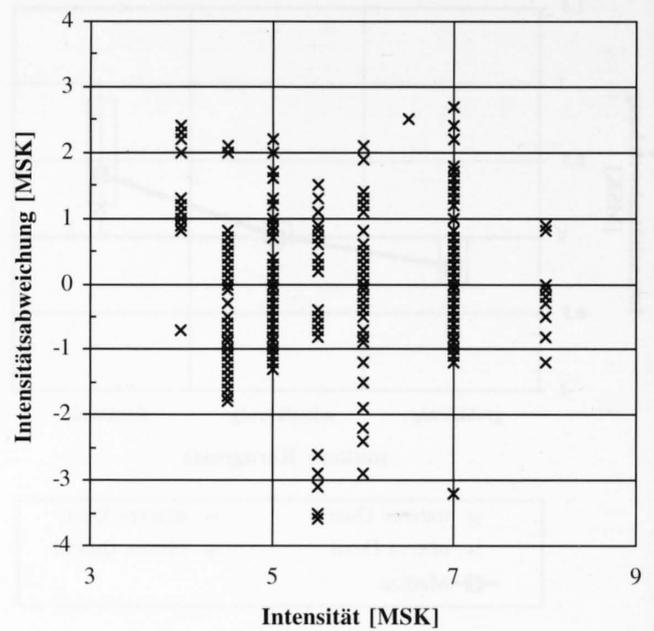
Figur 3.12: Verteilung der Intensitätsabweichungen verglichen mit dem kleinsten Terrainabstand des mittleren Grundwasserspiegels.

steinsschichten. Es ist ein deutlicher Anstieg der Intensitätsabweichung von grobkörnig zu feinkörnig zu sehen.

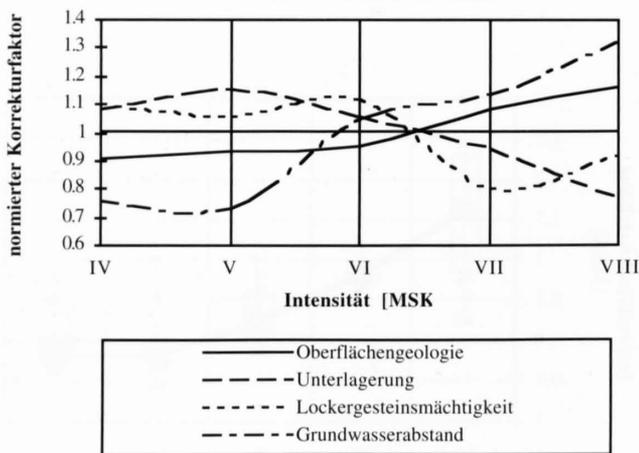
In Figur 3.10 wird die Verteilung der Intensitätsabweichungen mit der Gesamtmächtigkeit der Lockergesteine vergli-



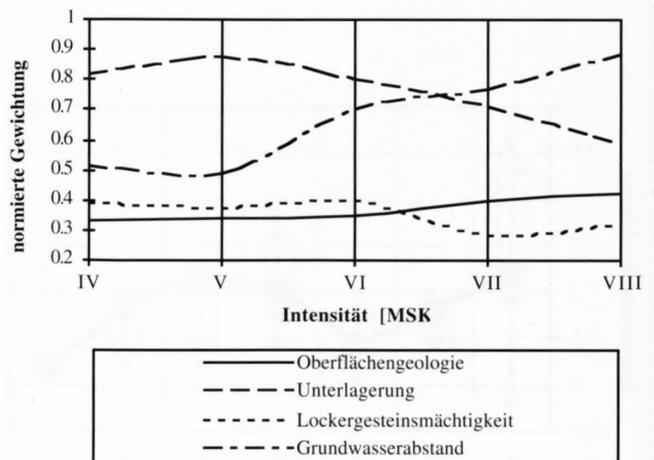
Figur 3.13: Intensitäts-Abweichungen, dargestellt in Funktion der Epizentraldistanz.



Figur 3.14: Intensitätsabweichungen, dargestellt in Funktion der Epizentralintensität.



Figur 3.15: Darstellung der normierten Korrekturfaktoren in Funktion der Epizentralintensität.



Figur 3.16: Darstellung der Gewichtungsfaktoren in Funktion der Epizentralintensität.

chen, es zeigt sich, dass deutliche Verstärkungen vor allem im Bereich ab 20 bis 200 m auftreten. Der verstärkende Effekt in diesem Mächtigkeitsbereich kann auch damit begründet werden, dass vor allem diejenigen Frequenzen verstärkt werden, die den Bauwerksresonanzen der häufigsten, niederstöckigen Gebäude auf dem Talboden entsprechen (zweistöckige Häuser im Rheintal, siehe Anhang E).

In der Figur 3.11 ist die Beziehung zwischen der Schadenintensität und der berechneten Grundschwingzeit des Bau-

grundes dargestellt. Hohe Gebäude haben eine tiefere Eigenfrequenz als kleinere.

Die zum Teil starken Intensitätsabweichungen bei Lockergesteinsmächtigkeiten von weniger als 5 m sind ein Hinweis auf verstärkenden Randeffekte im Übergang von Lockergesteinsablagerungen zum Fels. Dies haben auch die zwei-dimensionalen Modellierungen entlang von Talquerprofilen bei Vétroz und Bramois (VS) gezeigt (MAYER-ROSA et al., 1996).

Die Verteilung der Intensitätsabweichungen von 320 Erdbebenbeobachtungen in Abhängigkeit des mittleren Grundwasserspiegels ist in Fig. 3.12 dargestellt. Der verstärkende Einfluss wirkt sich vor allem bei oberflächennahem Grundwasserspiegel (0 bis 5 m) relativ deutlich aus. Die lokalen Abweichungen können hier bis zu zwei Grad (MSK-Intensitätsskala) betragen.

Korrelationsuntersuchungen der USCS-klassifizierte Böden mit den entsprechenden Intensitätsabweichungen haben weniger zuverlässige Korrekturwerte geliefert, sie sind deshalb in dieser Arbeit nicht weiter ausgeführt.

3.1.2.2 Intensitäts- und Distanzabhängigkeit der lokalen bodenspezifischen Effekte

Abhängigkeit der Intensitätsabweichungen von der Epizentraldistanz.

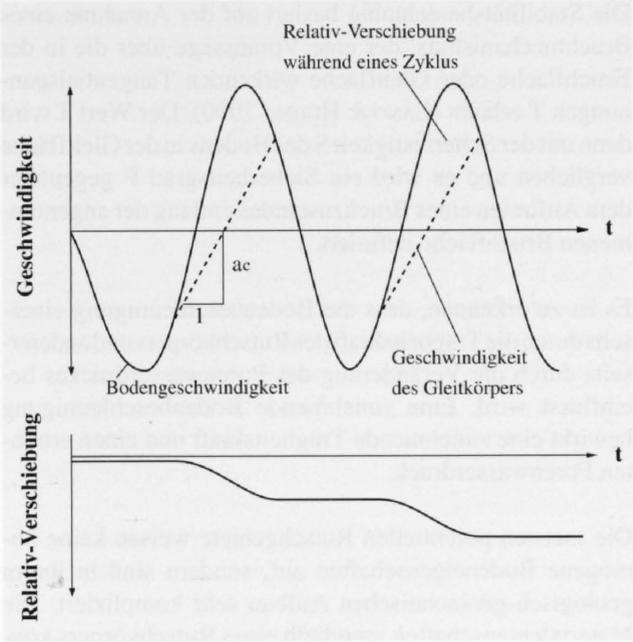
In Figur 3.13 ist die Intensitätsabweichung ΔI mit der Epizentraldistanz korreliert worden. Die lineare Korrelation (Bestimmtheitsmass $R^2 = 0.004$), sowie die polynomi-sche Korrelation (Bestimmtheitsmass $R^2 = 0.14$) zeigen, dass keine relevante Abhängigkeit von ΔI existiert.

Abhängigkeit der Intensitätsabweichungen von der Bebenstärke.

Die Figur 3.14 zeigt die Verteilung der Werte der Intensitätsabweichung in Funktion der Epizentralintensität I_0 . Sowohl der Korrelationskoeffizienten wie auch das Bestimmtheitsmass ($R^2 = 0.04$), lassen keine Abhängigkeit erkennen. Zusätzlich sind die normierten Korrekturwerte und Gewichtungsfaktoren der wichtigsten Einflussgrößen in Funktion der Intensität I_0 in Figur 3.15 und 3.16 dargestellt.

3.1.3 Auswirkungen von Erdbeben auf Hanginstabilitäten

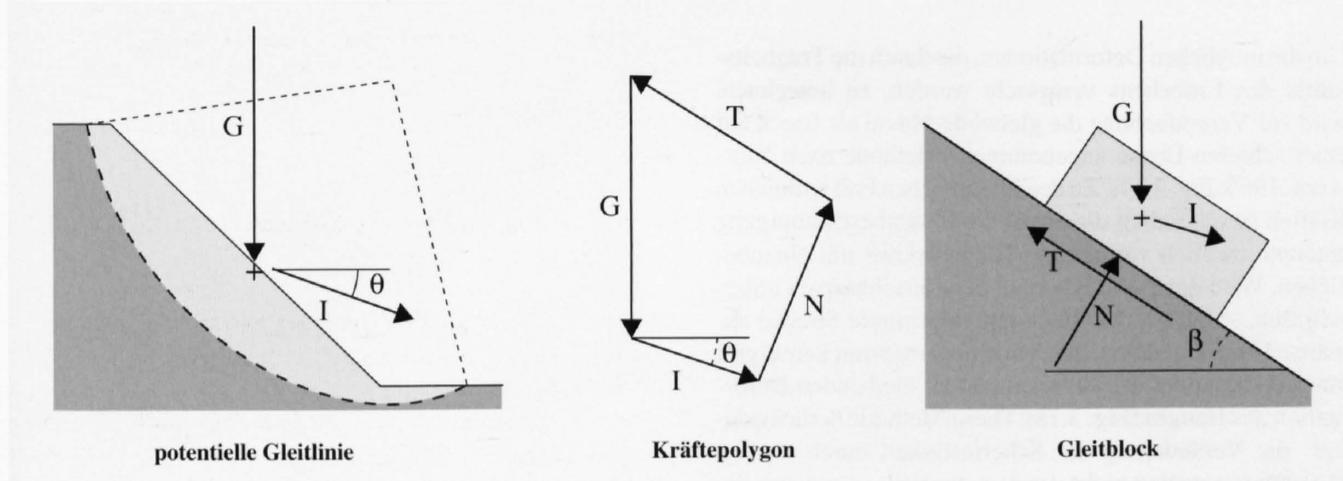
Die bewährten Methoden (Methoden von FELLENIUS, 1927 JANBU, 1954; BISHOP, 1955) in der Geotechnik zur determi-



Figur 3.18: Geschwindigkeitsverlauf und Relativverschiebung des Gleitkörpers, schematisch dargestellt nach der Gleitblock-Methode von NEWMARK.

nistischen Bestimmung der Standsicherheit einer Böschung oder eines Hanges beruhen alle auf der gleichen Überlegung:

- Die Stabilität (oder Standsicherheit) eines Hanges ist dann gewährleistet, wenn die Scherfestigkeit eines Gesteinsverbandes den Gravitationskräften und dem Strömungsdruck das Gleichgewicht hält. Eine Verschiebung des Gleichgewichtes zur ungünstigen Seite verursacht Massenbewegungen.



Figur 3.17: Prinzip der Gleitblockmethode nach NEWMARK (1965).

Die Stabilitätsberechnung basiert auf der Annahme eines Bruchmechanismus, der eine Voraussage über die in der Bruchfläche oder Gleitfläche wirkenden Tangentialspannungen T erlaubt (LANG & HUDER, 1990). Der Wert T wird dann mit der Scherfestigkeit S des Bodens in der Gleitfläche verglichen und es wird ein Sicherheitsgrad F gegenüber dem Auftreten eines Bruchzustandes entlang der angenommenen Bruchfläche definiert.

Es ist zu erkennen, dass die Bodenbeschleunigung einerseits durch die Trägheitskraft des Rutschkörpers und andererseits durch die Veränderung des Porenwasserdruckes beeinflusst wird. Eine zunehmende Bodenbeschleunigung bewirkt eine zunehmende Trägheitskraft und einen erhöhten Porenwasserdruck.

Die meisten potentiellen Rutschgebiete weisen keine homogene Bodeneigenschaften auf, sondern sind in ihrem geologisch-geotechnischen Aufbau sehr kompliziert. Die Materialeigenschaften innerhalb eines Rutschkörpers können kleinräumig stark variieren. Um den Einfluss von Erdbebenerschütterungen auf Hangstabilitäten abschätzen zu können, sind zwei Mechanismen zu berücksichtigen:

- die durch Porenwasserüberdruck verursachte Festigkeitsreduktion (oder gar partielle Bodenverflüssigung)
- der durch die zusätzlichen dynamischen Kräfte (Trägheitskraft) verursachte Bruch.

Als ersten Schritt ist abzuklären, ob in potentiellen Rutschmassen unter den zu erwartenden Erdbebenbeanspruchungen starke Scherfestigkeitsverluste als Folge des Porenwasserdruckanstiegs zu erwarten sind. Denn schon kleine Einschlüsse oder Linsen verflüssigbaren Materials können bei ungünstiger Geometrie Instabilitäten durch Erdbeben auslösen (z.Bsp. Alaska-Erdbeben, 1964). Dabei sind diejenigen Zonen und deren Bodenparameter zu identifizieren, die eine erhöhte Verflüssigungsgefährdung aufweisen. Aufgrund der ermittelten Daten kann mit einer statischen Stabilitätsanalyse mit entsprechend reduzierten Scherfestigkeitsparametern in den gefährdeten Zonen die Standsicherheit nach dem Erdbeben bestimmt werden.

Um die möglichen Deformationen, die durch die Trägheitskräfte des Erdbebens verursacht werden, zu berechnen, wird zur Vereinfachung die gleitende Masse als Block auf einer schiefen Ebene angenommen (Methode nach NEWMARK, 1965; Fig. 3.17). Zu den im statischen Fall wirkenden Kräften ist zusätzlich die durch die Bodenbeschleunigung erzeugte, zeitlich variierende Trägheitskraft mit einzubeziehen. Wird die Standsicherheit des Rutschkörpers unterschritten, so gleitet der Block eine bestimmte Strecke abwärts. Die Summation der Verschiebungsstrecken ergibt eine Abschätzung der zu erwartenden, bleibenden Deformation des Hanges (Fig. 3.18). Diese Methode berücksichtigt die Veränderung der Scherfestigkeit durch starken Porenwasseranstieg nicht. Ist dies der Fall, so müssen die Berechnungen mit entsprechend reduzierten Scherfestigkeitswerten durchgeführt werden.

Modellrechnungen an unterschiedlichen Böschungen mit verschiedenen Annahmen der geometrischen und bodenmechanischen Parameter haben gezeigt, dass der Einfluss der Porenwasserdruckerhöhung durch die seismische Zusatzbelastung dem Einfluss der reinen Trägheitskräfte des Rutschkörpers übergeordnet ist. Die Zunahme des Porenwasserdruckes ist unter anderem proportional zur auftretenden Bodenbeschleunigung. Deshalb ist ab der MSK-Intensität VI eine massive Abnahme der Standsicherheiten in kritischen Rutschgebieten möglich.

Die Genauigkeit, mit der Aussagen über das Verhalten von bestimmten Rutschkörpern gemacht werden können, hängt entscheidend von der Kenntnis ihrer geologischen, geotechnischen und hydrologischen Eigenschaften ab, welche in der Regel kaum oder oft nur rudimentär vorhanden ist.

Bei einer Erdbeben-Mikrozonierung sollten trotzdem kritische Hänge auf ihre Rutschgefährdung überprüft und allenfalls in die Gefahrenhinweiskarte mit einbezogen werden. Historische Kenntnisse über das Auftreten von Bewegungen und Abstürzen an kritischen Hängen, Beobachtungen einheimischer Landwirte und Forstleute sowie geodätische Vermessungsdaten ergeben, kombiniert mit geologisch/geomorphologischen Geländeaufnahmen, meist brauchbare Beurteilungsgrundlagen für eine pauschale Gefährdungsabschätzung.

Sind in einem Gebiete schon Gefahrenkarten gemäss den Empfehlungen des BUWAL (1995) vorhanden, so sind insbesondere die Phänomene (Sackungen, Rutschungen, Steinschlag, Blockschlag, Felssturz, Eissturz) der Aktivität «rot» sowie deren Transit- und Ablagerungsbereiche in die Gefährdungsanalyse mit einzubeziehen.

3.2 Seismische Mikrozonierung von ausgesuchten Gebieten

SW: 655 000 / 184 400
 NW: 655 000 / 202 750

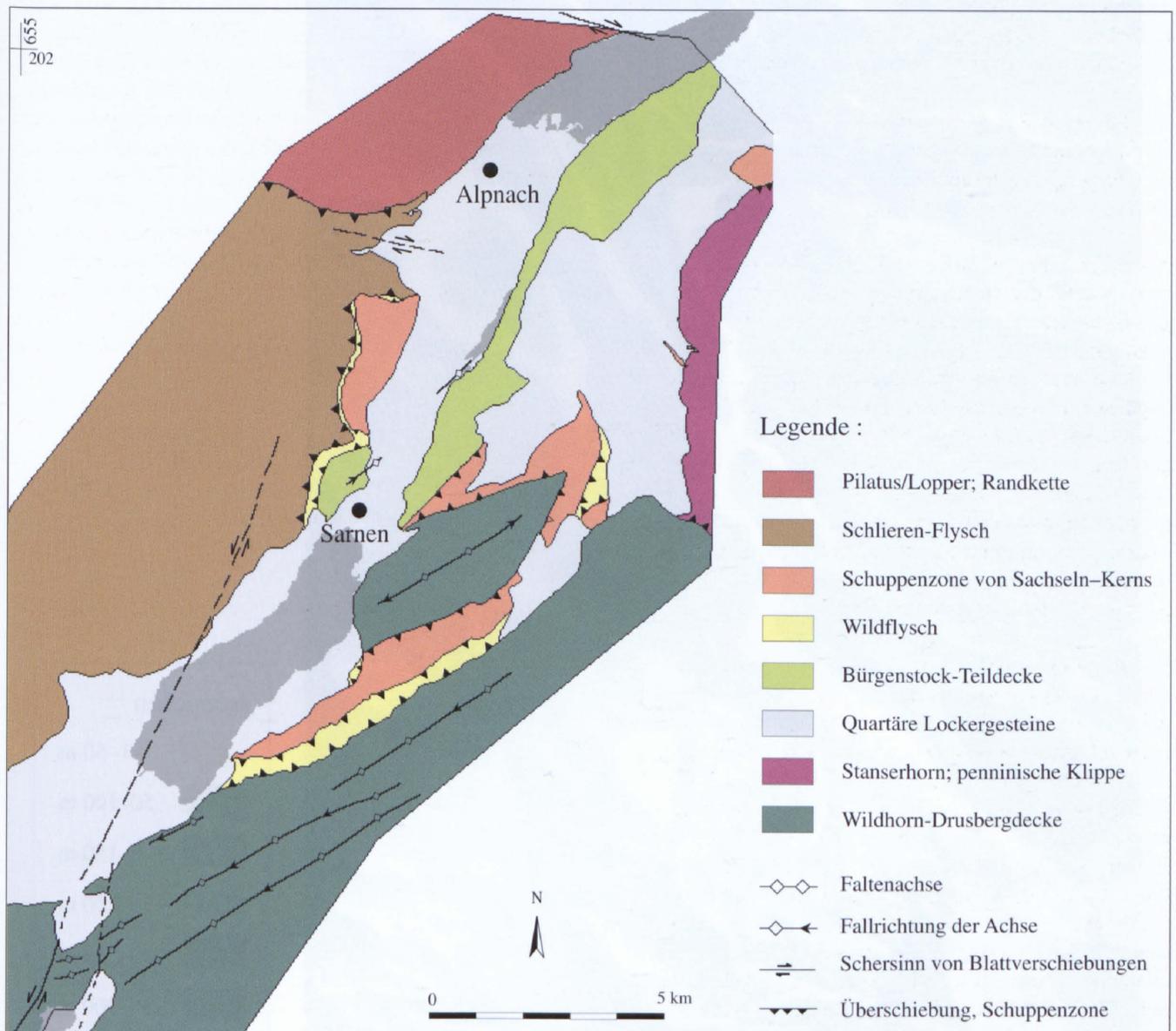
3.2.1 Kanton Obwalden

3.2.1.1 Geographischer Überblick

Im Kanton Obwalden sind in erster Linie die dicht bis mässig dicht besiedelten Gebiete des Obwaldner Haupttales untersucht worden, wobei vor allem der Abschnitt zwischen Alpnach-Dorf und dem Alpnacher See sehr detailliert betrachtet worden ist. Der mit einem Geographischen Informationssystem (GIS) erfasste Bereich (SCHINDLER et al., 1996) wird mit den folgenden Eckkoordinaten abgesteckt (Fig. 1.1):

Das Gebiet Obwalden erstreckt sich über eine Länge (N-S) von ca. 18 km und eine Breite (E-W) von ca. 13 km. Die geographisch markanten Elemente im Obwaldner Haupttal sind die drei Seen – Lungerer See, Sarner See, Alpnacher See – die durch die Aa, respektive Sarner Aa, verbunden werden. Giswil, Edisried/Sachseln, Sarnen/Kerns und Alpnach stellen die am dichtesten besiedelten Gebiete dar. Die wichtigsten Verkehrsachsen sind das Autobahnteilstück der A8, respektive die Hauptstrasse 4, die von der Kantonsgrenze Luzern/Nidwalden durch Obwalden in den Kanton Bern führt sowie die Brünigbahn, die Luzern via Sarnen mit Interlaken verbindet. Morphologisch bedeutende Elemente sind auf der orographisch rechten Seite des Haupttales der Grat Stanserhorn–Nünalhorn, westlich anschliessend das Grosse Melchtal und weiter im Norden der Mueterschwan-

NE: 668 725 / 202 750
 SE: 668 725 / 184 400



Figur 3.19: Tektonische Karte des Kantons Obwalden.

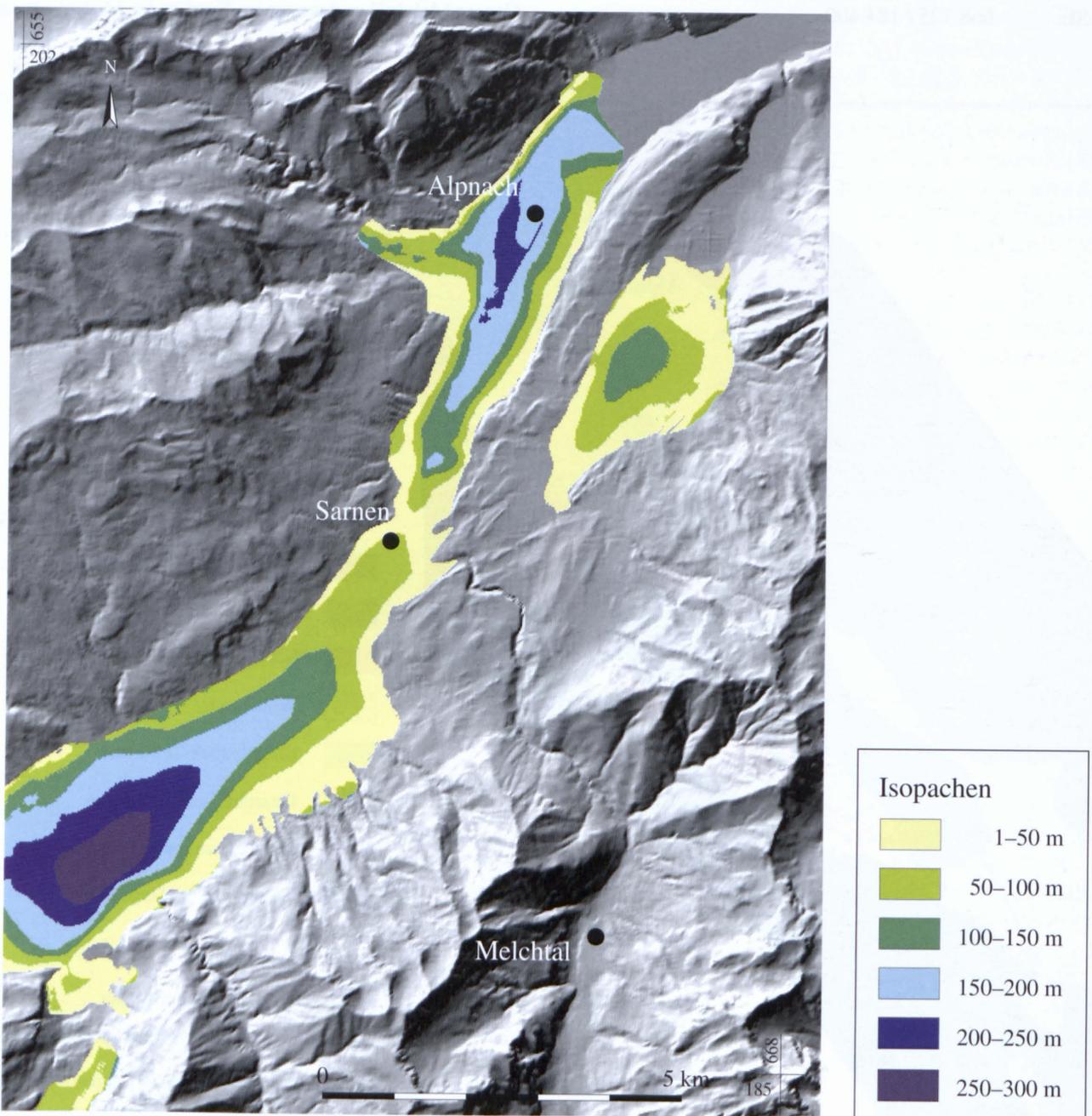
derberg, der das Städerried vom nidwaldnischen Ennetmoos abtrennt. Auf der orographisch linken Seite fallen im mittleren Teil der Höhenzug von Schwendi, nördlich anschliessend die bei Alpnach ins Haupttal mündenden Schlierentäler sowie an der Nordgrenze der Gipfel des Pilatus und der Lopper auf.

3.2.1.2 Geologisch/tektonischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet liegt hauptsächlich im Bereich der Wildhorn-Drusbergdecke und der vorgelagerten Bürgenstock-Teildecke (Fig. 3.19). Der mächtige Schichtstoss der Wildhorn-Drusbergdecke ist in verschiedene Falten, Schollen und Schuppen gegliedert. Der Deckenkörper hat

sich bei der Gebirgsbildung infolge der Einschaltung dicker Mergelserien in mehrere, weitgehend selbständige Stockwerke aufgelöst, deren Strukturen voneinander abweichen.

Die Bürgenstock-Teildecke besteht aus einer asymmetrischen Falte mit flach abfallendem Süd- und steil einfallendem bis überkipptem Nordschenkel. Das Gewölbe des Mueterschwanderberges ist der Wildhorn-Drusbergdecke nordwestlich vorgelagert und mit ihr vermutlich synklinal verbunden (HANTKE, 1961). Diese Struktur, wie auch die südlich anschliessenden Teile des Helvetikums, werden durch das Obwaldner Haupttal schief zu deren Streichen zerschnitten (VON MOOS AG, 1990). Eine direkte Verbindung der Faltenachsen über das Tal hinweg ist nicht offen-



Figur 3.20: Quartärmächtigkeit im Kanton Obwalden.

sichtlich. Eine unter der Lockergesteinsfüllung des Tales versteckte, sinistrale Blattverschiebung mit einem Verschiebungsbetrag von einigen hundert Metern könnte dafür die Ursache sein, doch ist dies nicht sicher nachgewiesen. Im nördlichsten Teil des untersuchten Gebietes erscheinen noch Elemente der Pilatus/Lopper-Einheiten.

Bruchsysteme

Die Achsen der Faltenstrukturen der Wildhorn-Drusbergdecke fallen mit 6–7° Neigung von ENE beziehungsweise WSW her gegen eine tiefste Quersenke (Lungern-Obsee/Giswilerstock). Das Obwaldner Tal verläuft 30–40° schief dazu und wird von zahlreichen talparallelen, sinistralen Störungen begleitet. Diese Störungszone zerschneidet den Schichtstoss zwischen Meiringen und Giswil schief und besteht aus zahlreichen steilen, oft stark verbogenen Einzelbrüchen. Es ergibt sich gesamthaft gesehen ein starker Vorschub des Ostflügels, verbunden mit einer Querpressung, welche im Malm-Dogger-Stockwerk zu einer Aufschubung des östlichen über den westlichen Flügel führt, während in der Kreide hauptsächlich eine Aufstauchung im Westflügel stattfindet (COLOMBI et al., 1985). Äusserst komplexe Einzelerscheinungen deuten darauf hin, dass das Bruchsystem den Schichtstoss schon früh während der Faltung zerschnitten hat, aber auch später immer wieder aktiv geworden ist. Die als 600–2000 m breites Band ausgebildete Störungszone mit steilstehenden Brüchen zwischen Giswil und Brünigpass versetzt die Faltenachsen im Ostflügel meistens gegen Norden. Zudem erfolgt aber eine Abdringung der Faltenachse in E–W Richtung (SCHINDLER, 1980).

Die bestdokumentierte Störung erscheint unmittelbar westlich der Schwelle von Kaiserstuhl bis an das südwestliche Ende des Aaried und lässt sich vermutlich im Giswiler Riegel weiter verfolgen. Sie ist in einem Seismikprofil als Begrenzung der Schwelle von Giswil (siehe Fig. 3.20) eindeutig identifiziert und verschwindet in gleicher Richtung unter dem Schlierenflysch (TIEFENGASKONSORTIUM TGK, unpubl.).

Parallel dazu, entlang der östlichen Talflanke beim Lungensee, verläuft eine weitere Störung gleicher Art, welche das Tal im Bereich von Sarnen queren könnte. Hinweise darauf bieten die Erdbebenepizentren in der Gegend von Sarnen. Sie ist aber weder in den seismischen Profilen noch im Feld zu lokalisieren.

Im Zuge der Auswertungen der TGK-Daten konnte westlich von Alpnach-Dorf eine den Lockergesteinen verdeckte Felsschwelle sowie eine kräftige Störung erkannt werden. Die Störung verläuft ungefähr parallel zum bekannten Lopper-Bruch, d.h. WNW–ESE. Resultate der TGK-Tiefenseismik zeigen dort ebenfalls ein erhebliches Bruchsystem (mündliche Mitteilung von Ph. Bodmer, TGK).

Eine Deutung dieser beiden Bruchrichtungen als konjugiertes Bruchsystem im alpinen Spannungsfeld wäre nahelie-

gend. Die Herdlösungen der zahlreichen Erdbeben in diesem Gebiet unterstützen diese These. Verschiedene Gasaustritte entlang der vermuteten Bruchlinien sind weitere Indizien. Neotektonische Phänomene in Bereichen solcher möglichen Störungslinien konnten bis heute aber nicht beobachtet werden.

3.2.1.3 Felsrelief, Quartärmächtigkeit

Für die Erstellung des Felstiefenmodells sind umfangreiche seismische Refraktions- und Reflexionsprofile des Tiefengaskonsortiums gesichtet und interpretiert worden. Zudem konnten in randlichen Bereichen auch zahlreiche Bohrungen verschiedener geologischer Büros zur Ergänzung zugezogen werden. Aus den interpretierten Daten wurde von Hand eine Felsisohypsenkarte im Massstab 1:25'000 mit einer Äquidistanz von 50 m gezeichnet und anschliessend am Centre d'études des risques géologiques (Univ. Genève) für das GIS digitalisiert.

Das Felsrelief des Obwaldnertales, wie es sich heute präsentiert, ist hauptsächlich ein Produkt der letzten Eiszeit. Ein Arm des Aaregletschers transfluerte über den Brünig und reichte im Maximum der letzten Vereisung bis nach Stansstad, wo er mit dem Engelberger Gletscher und dem Reussgletscher zusammentraf. Die Erosion durch das Gletschereis war an Härteunterschiede im Felsgestein gebunden oder fand präferentiell entlang von Störungszonen statt. Es entstand ein übertieftes Relief, das durch mehrere Schwellen in einzelne Becken unterteilt wurde.

Eine erste, etwa 0.7–1 km breite Schwelle (nahe der SW-Ecke der Karte, Fig. 3.20) befindet sich bei Kaiserstuhl. Der Fels ist grösstenteils anstehend oder nur mit geringmächtigen Quartärablagerungen bedeckt. Die Schwelle trennt das Becken des Lungener Sees vom grossen Becken ab, in dem sich Giswil und der Sarner See befinden. Die Felsoberfläche sinkt im Bereich des südlichen Ende des Lungener Sees bis auf mindestens 570 m ü. M., während sie im unteren Becken, im Gebiet Dreiwässerkanal–Schwerzenbachried, auf ca. 160 m abfällt.

Eine zweite Schwelle liegt unter Sarnen. Sie hat eine Breite von etwa 2 km und reicht bis 40 m an die Terrainoberfläche. Im NNE dieser Schwelle schliesst ein weiteres Becken an, das sich bis über das Gebiet des Alpnacher Sees erstreckt. Es erreicht seine grösste Tiefe (weniger als 250 m ü. M.) im Gebiet unter dem heutigen Lauf der Kleinen Schliere zwischen Alpnach und Alpnachstad.

Der Mueterschwanderberg spaltete während den Hochstadien der letzten Vereisung den Brünigarm des Aaregletschers in zwei Lappen auf (HANTKE, 1978), wobei der eine Lappen durch die Talung des Alpnacher Sees floss, während der andere Lappen das Zungenbecken des Drachenrieds erfüllte und bei Allweg mit seiner Stirn auf den gegen Westen ausbiegenden Lappen des Engelberger Gletschers traf. Dadurch wurde auch im Raume St. Jakob–Ennetmoos

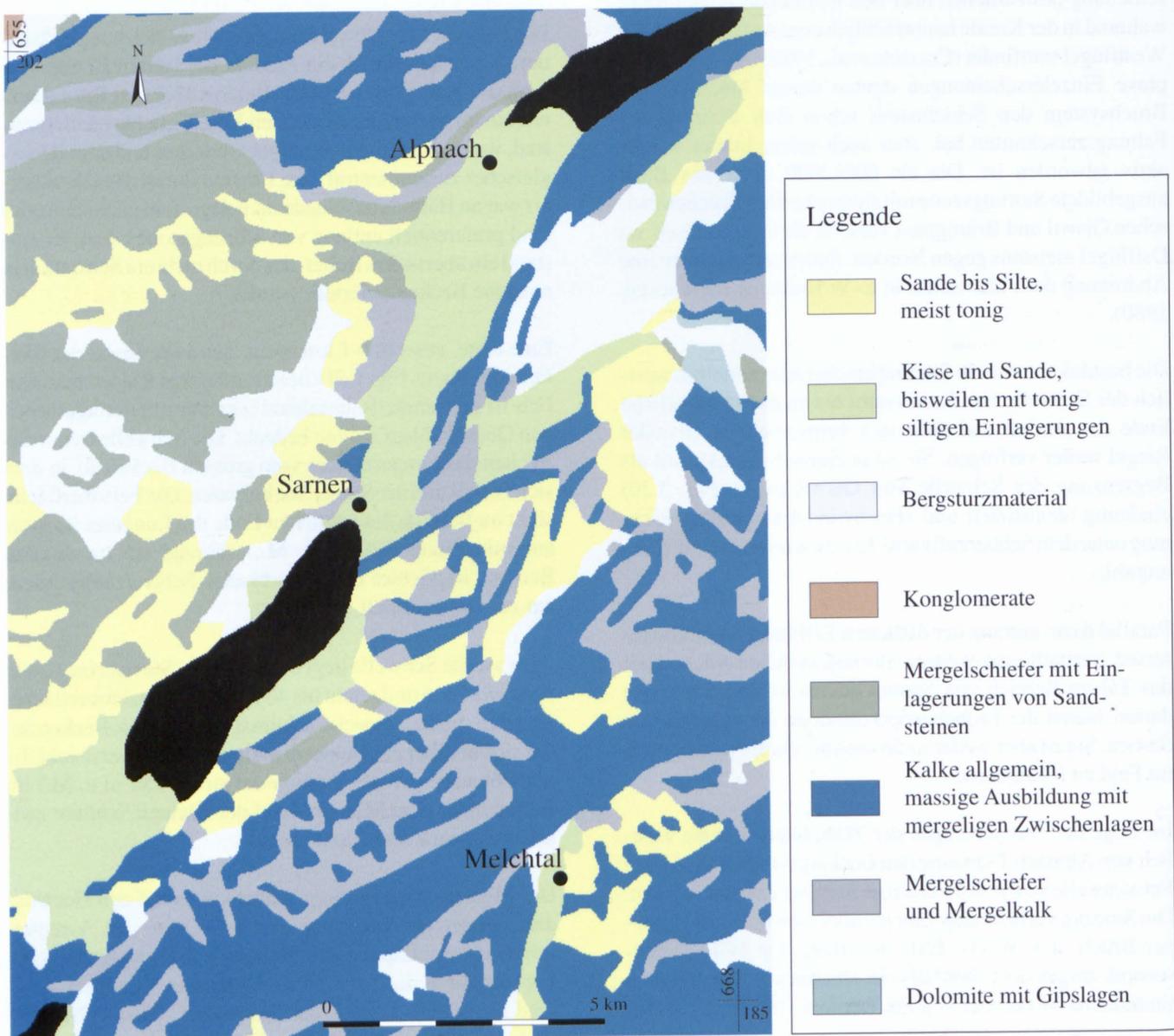
(NNE Kerns bis zur Schwelle von Allweg) ein Becken mit einer geschätzten tiefsten Kote von ca. 440 m zwischen Wisserlen und St. Jakob ausgeschliffen.

Beim Abschmelzen des Aareises entstand im Obwaldner Tal vorerst ein grosser See, der vermutlich durch den Reussgletscher, der damals noch den Talausgang blockierte, abgedämmt wurde. Auch im Drachenried bestand bis weit ins Postglazial ein See, worauf Seekreide-, Ton- und Torfablagerungen hinweisen. Die Entwässerung erfolgte durch die Schlucht des Rotzlochs zum Alpnacher See.

In der Folge entstanden im Haupttal der Sarner See und der heute verlandete Rudenzer See. Die Abdämmung der Seen und das allmähliche Heben des Talbodens erfolgten durch die mächtigen Schuttfächer an der Mündung der Seitentäler.

Im Norden erfolgten das Abtrennen des Sarner Sees durch die Schuttfächer der Grossen Melchaa und des Mülibachs, im Süden setzte die Schüttung der Kleinen Melchaa, des Laui-, Rüti-, Steini- und Gersibachs ein. Noch im späteren Holozän reichte der See im Südwesten bis über Giswil hinaus und endete im Nordosten zwischen Diechtersmatt und Grossteil (vgl. auch IMHOF, 1978; LK 1190 [1953]; DK XIII). Im Auriad, südwestlich von Giswil, existierte noch bis 1761 (IMFELD, 1976) ein flachgründiger See (SCHEUCHZER, 1712; WALSER, 1769; HESS, 1914), den die Giswiler zur Landgewinnung durch einen Kanal trockenlegten.

Der Lungerer See dagegen wird durch eine Felsschwelle gestaut. Sein Spiegel wurde 1836 zur Landnutzung durch einen Stollen um 37 m abgesenkt. 1923/27 wurde der See zur Energiegewinnung wieder um 34 m aufgestaut.



Figur 3.21: Vereinfachte geotechnische Karte des Kantons Obwalden.

Die Auffüllung der glazigen entstandenen Becken mit den verschiedensten Lockergesteinen während und nach dem Abschmelzen des Gletschereises führten zu beachtlichen Mächtigkeiten der Quartärablagerungen im Obwaldner Tal (vgl. Fig. 3.20). So weist das Becken des Lungerer Sees Mächtigkeiten der Lockergesteine bis 120 m und dasjenige von Giswil–Sarner See maximale Mächtigkeiten von 320 m auf. Mit einer Länge von 9 km und einer durchschnittlichen Breite von 2.5 km dürfte das Becken von Giswil–Sarner See ein Lockergesteinsvolumen von über $2.2 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ beinhalten. Das Becken von Alpnach weist eine maximale Quartärmächtigkeit von 200 m auf, und die Mächtigkeit der Lockergesteine im Bereich von Wisserlen–St. Jakob erreicht mehr als 130 m.

3.2.1.4 Geotechnische Charakteristik der Böden

Zur Erfassung der geotechnischen Beschaffenheit der Böden, insbesondere der quartären Talfüllung, wurden über 290 Sondierungen und zahlreiche geologische Gutachten und Berichte ausgewertet sowie geologische und geotechnische Detailkartierungen im Massstab 1:5'000 oder 1:10'000 einbezogen. Die grösste Dichte der akquirierten Daten liegt entlang der Autobahn A8 und deren geplanten Weiterführung sowie im Gebiet von Sarnen (vor allem hydrogeologische Daten).

Talfüllung

Das Obwaldner Tal wurde weitgehend glazigen – gebunden an Härteunterschiede im Fels sowie entlang von Störungszonen – herauspräpariert. So ist ein Felsrelief von übertieften Becken und dazwischenliegenden Schwellen entstanden (vgl. Fig. 3.20). Diese Übertiefungen wurden seit dem Abschmelzen des Gletschers mit mächtigen Abfolgen von Lockergesteinen angefüllt.

Die verschiedenen Gletscherstände hinterliessen an den Talflanken und evtl. auf dem Fels des Talbodens zahlreiche, zum Teil noch reliktsch erhaltene Moränen. Sie sind vor allem oberhalb Giswil häufig anzutreffen. Weiter talabwärts fehlen die matrixgestützten, siltig und teilweise feinsandigen Ablagerungen mit schwimmenden Blöcken und Steinen. Die glazigen Sedimente wurden dort stark erodiert oder sind durch andere Lockergesteine überdeckt worden. An den Talflanken wurden die Seitenmoränen durch wahrscheinlich späteiszeitlichen Bachschutt (kiesig-sandig, selten etwas lehmig) hinterfüllt oder faziell verzahnt.

Das Abschmelzen der Eismassen während dem noch vegetationsarmen Postglazial hinterliess Seeablagerungen und mächtige Sequenzen von siltigen Seetonen. Später bildeten sich seekreideartige Ablagerungen.

Aufgrund der Schwellen in dem durch den Gletscher herauspräparierten Felsrelief ist anzunehmen, dass das ehemalige Seespiegelniveau des Sarner Sees bei einer Kote von mindestens 430 m ü. M. lag. Der ursprüngliche Spiegel des Vierwaldstättersees lag bei ca. 432 m ü. M. Durch die intensive Entwässerung in der Talfüllung sind dann Schot-

ter und Rinnenfüllungen (grob, kiesig-sandig, zum Teil etwas lehmig) zur Ablagerung gekommen. Diese groben Ablagerungen kann man sich linsenförmig, lateral feiner werdend oder mit Seeablagerungen verzahnt vorstellen.

Von den Mündungen der Seitentäler her bauten sich sehr mächtige Schuttkegel auf und progradierten mit ihren Runsenablagerungen (grob, kiesig-lehmig-sandig) in den Talkessel. Die grossen Schutfächer der Schlierenbäche, ferner jene der kleinen Melchaa und des Mülibaches haben unter anderem zur Abdämmung des Sarner Sees geführt. Im Gebiet von Giswil zeigt sich neben den See- und Verlandungssedimenten der starke Einfluss der Lauvi, des Steinibachs und der kleinen Melchaa im Aufbau der quartären Talfüllung. In den Grenzbereichen zwischen den terrigenen und den lakustrischen Ablagerungen kommt es zur Bildung von siltig-sandig-kiesigen Deltaschüttungen. Stark verbreitet sind die in flachen Uferbereichen gebildeten Verlandungssedimente (Lehm, Torf, etc.); so zum Beispiel im Ried NNE Diechtersmatt, im Längenried, im Gügenried sowie im Städerried und Eichiried. Im distalen Einflussbereich von Bächen sind diesen Verlandungssedimenten oft Lagen von Überschwemmungsablagerungen (eher feinkörnig, lehmig-kiesig) zwischengelagert; so z.B. im Aaried und im Lengenbüelried.

Felsgesteine und Hangablagerungen

Die helvetischen Wildhorn-Drusbergdecke, die Bürgenstock-Teildecke sowie die Pilatus- und Lopper-Einheiten werden vor allem durch Kalksteine in massiver Ausbildung, häufig mit mergeligen Zwischenlagen, aufgebaut. Diese Zwischenlagen bestehen aus Mergelschiefern und Mergelkalken. Mergelschiefer mit Einlagerungen von Sandsteinen finden hauptsächlich in den Gebieten des Wildflyschs und Schlieren-Flyschs ihre Verbreitung.

Während der letzten Eiszeit haben sich als Folge der unterschiedlichen Gletscherstände an den Talflanken auf mehreren Niveaus Moränenablagerungen gebildet. Die meisten sind verschwemmt, hinterfüllt, überdeckt oder erodiert worden.

Infolge des teilweise übersteilten Reliefs der vom Gletscher erodierten Flanken und der intensiven Gesteinsverwitterung hat sich an Stellen, wo kein Bach den Sedimentabtrag übernehmen konnte, Gesteinsmaterial mobilisiert oder remobilisiert. Es gelangte entweder entlang der Talflanken, als Hangschuttkegel (eher fein, lehmig-kiesig) oder Trokenschutthalde (kiesig-lehmig-sandig, mit Blöcken), zur Ablagerung. Ein quartärgeologisches Grossereignis des letzten Spätglazials stellt der Bergsturz an der Westflanke des Stanserhorns dar. Seine Schuttablagerungen, die vorwiegend aus Trümmern von Malm- und Doggerkalken bestehen, bedecken das Gebiet des Kernwaldes und den SSW-Teil des Felsbeckens von St. Jakob–Ennetmoos. Über die chronologische Einordnung des Bergsturzes und die fazielle Verzahnung mit den «benachbarten» Lockergesteinssedimenten liefert die Arbeit von ESTOPPEY (1995) interessante quartärgeologische und geotechnische Angaben.

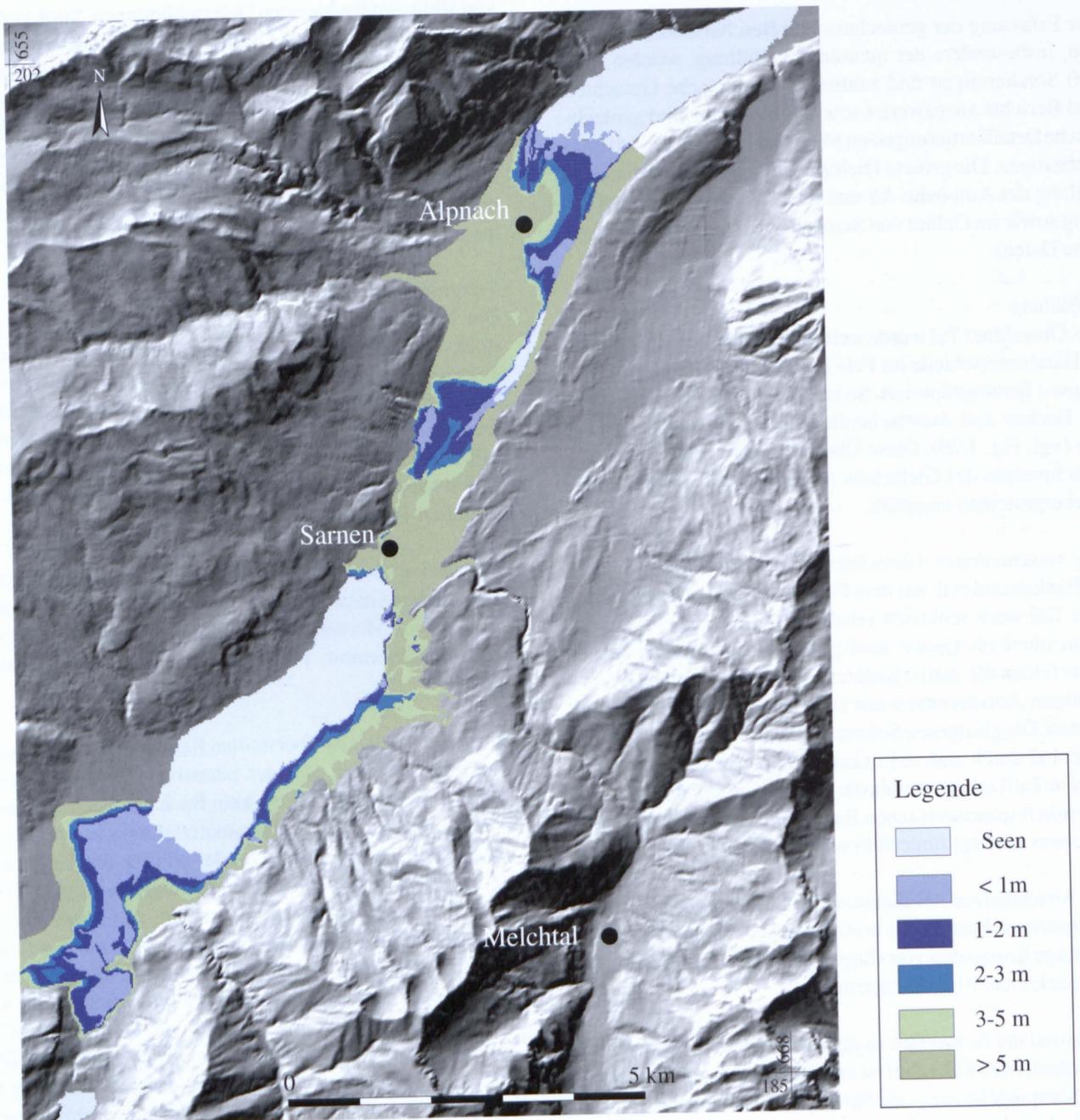
Das Abschmelzen des Gletschers und die veränderten klimatischen, hydrologischen und hydrogeologischen Verhältnisse haben in bestimmten Hanglagen zahlreiche Instabilitäten induziert.

3.2.1.5 Grundwasseroberfläche

Für die Erfassung der Grundwasseroberfläche wurden lokale, hydrogeologische Untersuchungen, Karten, Piezometermessungen, Angaben von Quellen und Brunnenschächten miteinbezogen. Die Hauptinformation wurde aus den rund 270 Bohrungen mit Angaben über den Wasserstand gewonnen. Diese Bohrungen wurden aus der Computer-Archivdatei selektioniert und mit dem GIS kartographisch darge-

stellt. Die Karte der Lage des Grundwasserspiegels wurde dann mittels Kompilation aller hydrogeologischen Daten und unter Mitberücksichtigung weiterer hydrologischer und geotechnischer Kriterien von Hand gezeichnet und anschliessend für die Verwendung im GIS digitalisiert (Fig. 3.22).

In der Talebene südwestlich des Sarner Sees liegt der Grundwasserspiegel relativ hoch. So weist er im Hanenriet, im Schwerzbachried, teilweise im Schibenried und im Aarried einen Oberflächenabstand von weniger als 1–2 m auf. Im Schuttfächer der Kleinen Melchaa bei Diechtersmatt und in den Bachschuttablagerungen bei Grossteil und Forst liegt er deutlich tiefer auf einem Niveau von >5 m unter Terrain. In den tiefer gelegenen Bachschuttablagerungen



Figur 3.22: Tiefe der Grundwasseroberfläche des Kantons Obwalden.

der SE-Seite des Sarner Sees liegt der Grundwasserspiegel auf einer Tiefe von 2–5 m. In den etwas höher gelegenen Hangschutt- und Runsenablagerungen sowie glazigenen Ablagerungen (siehe Kap. 3.3) weist der Grundwasserspiegel meist Tiefen >5 m auf. Aufgrund der geologischen Kleingliederung und der damit verbundenen, kleinräumig stark wechselnden geotechnischen Eigenschaften der Böden sind die Verhältnisse sehr variabel.

Die Grundwasserverhältnisse zwischen dem Sarner See und dem Alpnacher See sind folgendermassen gekennzeichnet:

- Die hauptsächlich aus Seeablagerungen, Verlandungssedimenten, feinkörnigen und torfartigen Muldenfüllungen bestehenden Böden des nördlichen Teils des Hinter Städerrieds und des Eichirieds, des W-Teils von Schlierenrüti sowie des Rieds bei Guggenmoos weisen einen Grundwasserspiegel auf, der weniger als 1 m unter der Erdoberfläche liegt.
- In den eher feinkörnigen, lehmig-kiesigen Bachablagerungen in der Ebene und den distalen Bereichen der kiesig-lehmig-sandigen Ablagerungen der Bachschuttfächer zwischen Reckholder und Gügenried, zwischen Längenbüelried und dem Südtteil des Hinterstäderrieds und zwischen Feld und Riedmättli bei Alpnachstad liegt der Grundwasserspiegel in einer Tiefe von 1–3 m.
- In den groben, kiesig-sandigen Bachschuttablagerungen der mächtigen Schuttfächer der grossen und kleinen Schliere befindet sich der Grundwasserspiegel in Tiefen von 3 bis > 15 m (meist 5–15 m) unter Terrain.

3.2.1.6 Regionale Seismizität

Den grössten Einfluss auf die Gefährdung an einem Ort haben die Quellregionen, die am nächsten liegen. Für Nidwalden und Obwalden ist dies die Quellregion Zentralschweiz (SCHINDLER et al., 1996).

Die Zentralschweiz wurde im Laufe der Geschichte wiederholt von schadenverursachenden Erdbeben betroffen (PAVONI, 1977). Es wurde jedoch erst mit der Inbetriebnahme einer Seismographenstation in der Zentralschweiz (Brienz) Ende 1974 möglich, Erdbeben in dieser Region mit einer Genauigkeit von einigen km zu lokalisieren. Vor 1974 war man in erster Linie auf makroseismische Beobachtungen angewiesen, d.h. auf von Personen direkt gemeldete Beobachtungen sowie auf dokumentierte Schäden an Bauwerken.

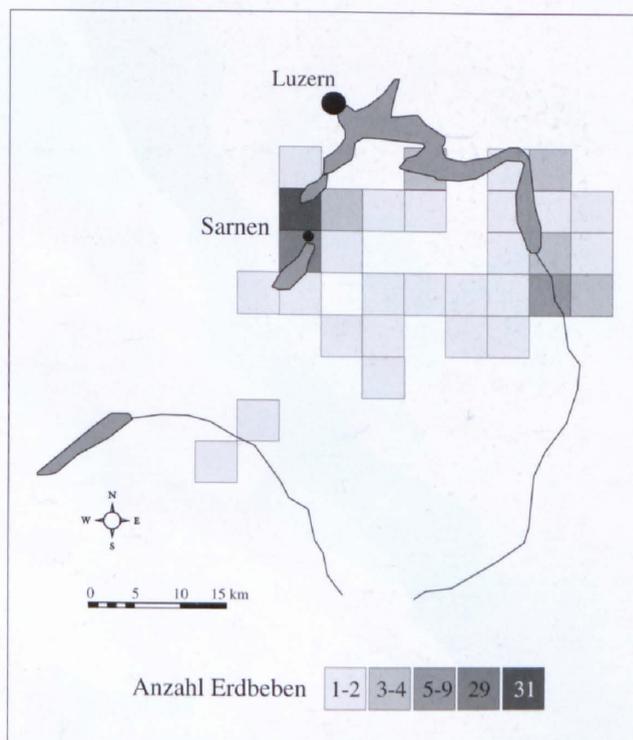
Die zeitliche Verteilung der historischen Erdbeben in der Zentralschweiz wird bei Intensitätswerte von ≥ 5 inhomogen, was auf der unvollständigen Erfassung von schwächeren Erdbeben in historischen Zeiten beruht. Gut erkennbar jedoch ist die Zunahme der seismischen Aktivität in den Jahren 1774 bis 1777, von 1915 bis 1917 und 1964/65. Die instrumentelle Registrierung lieferte ab 1974 (Station Brienz) Aufzeichnungen von Erdbeben mit einer Magnitude

grösser als 2.5. Kleinere Magnituden konnten erst mit dem erweiterten Seismometernetz (mit Stationen in Muotatal ab 1981 und Alpnach ab 1988) registriert werden. Die Figur 3.23 zeigt die Epizentren der historisch aufgezeichneten Erdbeben mit einer Intensität ≥ 5 .

Der Vergleich der Abminderungsbeziehungen von RÜTTENER (1995) mit denen von SÄGESSER & MAYER-ROSA (1978), zeigt für die Zentralschweiz folgende Unterschiede: Die neuere Approximation ergab eine mittlere Herdtiefe von 5 km anstelle von 6 km. Die dokumentierten Erdbeben von 1985 bis 1989 zeigen Herdtiefen zwischen 1 und 29 km.

3.2.1.7 Erdbebenmikrozonierung

Über das Gebiet des Obwaldner Haupttales ist einerseits eine Erdbebenzonierung im Massstab 1:200'000 (SCHINDLER et al., 1996) und andererseits von Teilgebieten (Bsp. Alpnach–Eichiried) eine Erdbeben-Mikrozonierung im Massstab 1:5'000 erstellt worden (BEER, 1996). Für die Korrekturwertberechnung sind sowohl die geotechnischen Eigenschaften der Oberflächengeologie als auch die Beschaffenheit und Ausdehnung der unterlagernden Sedimentschichten berücksichtigt worden. Weiter wurde die Gesamtmächtigkeit der Lockergesteine und die Lage des Grundwasserspiegels miteinbezogen.



Figur 3.23: Seismizität in der Zentralschweiz: die Darstellung der historischen Seismizität zeigt die Anzahl der Beben mit einer Intensität ≥ 5 (modifiziert nach RÜTTENER in SCHINDLER et al., 1996).

Obwaldner Haupttal

Die seismische Zonierungskarte (Fig. 3.25) als Überlagerung der seismischen Gefährdung mit der Karte der Korrekturwerte (Fig. 3.24) widerspiegelt das bodenspezifische Verhalten (Kap. 2.1).

So zeigen die vorwiegend jurassischen und kretazischen helvetischen Kalke der Wildhorn/Drusberg-Decke im SE-Teil des Untersuchungsgebietes sowie jene des Mueterschwanderberges und der Pilatus-Region eine relativ geringe Erschütterungsfähigkeit auf. Ähnlich sind die Nagelfluh-Serien der Molasse sowie die trockenen Bergsturz- und grobblockigen Hangschutt-Ablagerungen einzustufen. Die den massigen helvetischen Kalken zwischengelagerten Mergelschiefer und Mergelkalke und die mit Bänken von Sandsteinen wechsellagernden Mergelschiefer der Flyschgebiete im Raume Schwendi-Schlierentäler zeigen höhere Erschütterungsfähigkeiten auf. Etwa gleich verhalten sich die lehmigen, sandigen bis tonigen Hangschutt-Ablagerungen

sowie die kiesigen und sandigen Talfüllungen mit Grundwasseroberflächen von mindestens 10 m. Hier ist allerdings anzufügen, dass den Quartärablagerungen im Raume Drachenried eine Grundwassertiefe <10 m zuzuordnen ist und somit dort die Intensitätswerte effektiv höher liegen. Die Mikrozonierung des Drachenrieds (Kap. 3.2.2) gibt darüber detailliertere Auskunft. Die höchste seismische Gefährdung erreichen die Talböden mit einem Grundwasserspiegel nahe der Terrainoberfläche (Gebiete von Giswil und zwischen Sarnen und Alpnachstad).

Basierend auf obigen Beobachtungen, zeigt die seismische Zonierungskarte folgende Charakteristika:

- Die massigen helvetischen Kalke sowie auch die Mergelkalke weisen die geringste Gefährdung auf.
- Die Gebiete des Schlieren- und Wildflysches fallen in eine mittlere Gefährdungsstufe.



Geotechnische Einheiten	Zugeordnete Korrekturwerte in Intensitäten
Lockergesteine (Grundwasserspiegel 0-9m)	+ 1.5
Lockergesteine (Grundwasserspiegel 9-30m)	
Sande bis Silte (ohne Angaben über Lage des Grundwasserspiegels)	+ 0.5
Kiese und Sande (ohne Angaben über Lage des Grundwasserspiegels)	
Mergelige Kalke und Schiefer	+ 0.4
Massive Kalke, Konglomerate	+ 0.2
Dolomite und Gips	
Lockergesteine (Grundwasserspiegel > 30m)	0.0
Vorwiegend eckiger Schutt (ohne Angaben über die Lage des Grundwasserspiegels)	

Figur 3.24: Korrekturkarte der makroseismischen Intensität des Kantons Obwalden.

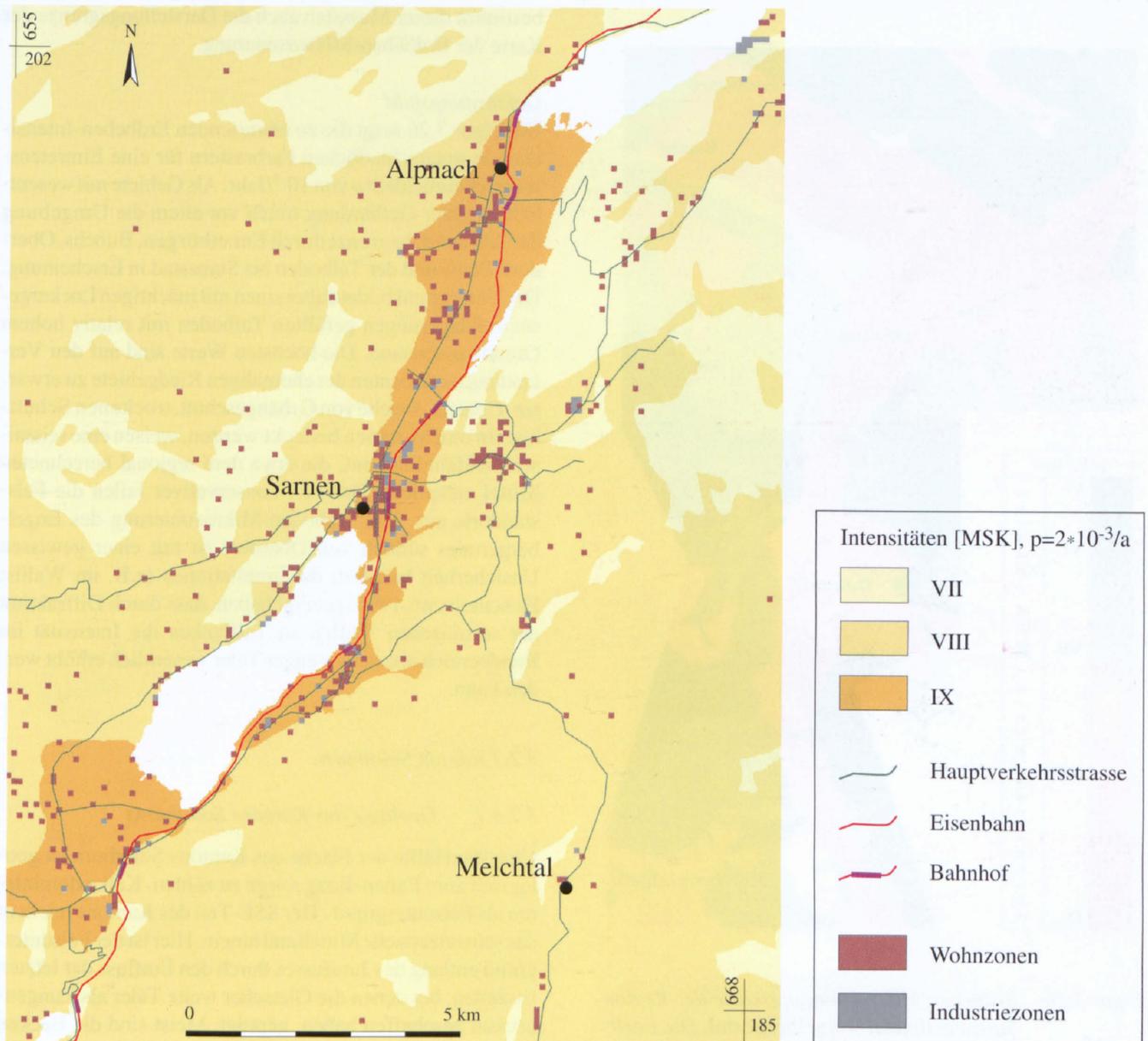
- Die quartären Hangablagerungen des Talbodens (weniger der Talflanken) zeigen in Abhängigkeit der hochliegenden Grundwasseroberfläche eine relativ hohe Gefährdung.

3.2.2 Kanton Nidwalden

Das Untersuchungsgebiet umfasst im Kanton Nidwalden die Stanserallmend von Ennetbürgen, Buochs, Oberdorf, Stans, den Talboden bis nach Stansstad, Teile des Bürgenbergs und Buochserhorns, sowie das untere Engelbergertal mit seinen unmittelbaren Talflanken (vgl. BEER, 1996). Detailliertere Aufnahmen (ESTOPPEY, 1995) sind im Drachenried in eine Gefährdungsanalyse umgesetzt worden (vgl. S. 37).

3.2.2.1 Geologie der Lockergesteine

Das Engelbergertal und die Senke zwischen dem Bürgenstock und dem Buochserhorn sind während der letzten Eiszeit stark ausgeschliffen worden. Im Gebiet SW von Buochs vereinigen sich zeitweise der westliche Arm des Reuss-Gletschers mit dem Engelberger-Gletscher (HANTKE, 1980). Der über Stansstad abfließende Lappen traf mit dem über den Brünig fließenden Arm des Aaregletschers zusammen, welcher das Gebiet des Alpnachersees und des Drachenrieds ausfüllte. Zeugen davon sind eine Mittelmoräne bei Keiseregg auf der Nordseite des Stanserhorns und die Moräne von Dännimatt (Buxdorf 1910), welche auf der Westseite des Bürgenstocks in 710 m ü.M. die moorerfüllte Mulde von Obbürgen abdämmt. Ein bescheidener



Figur 3.25: Korrigierte seismische Gefährdungskarte des Kantons Obwalden inklusive Überlagerung der Verkehrswege (1989) sowie der Wohn- und Industriezonen (1979–85).

Mittelmoränenrest hat sich auch am NE-Ende des Rotzberges erhalten. Durch das in der Bucht von Buochs–Ennetbürgen liegende Eis des Reussgletschers kam es zwischen Wil an der Aa und Buochs (vermutlich während eines frühen Stadiums der letzten Eiszeit) zur Ablagerung von Eisrand-Stauschottern, welche später noch glazial belastet worden sind. Während der grössten Vereisung der letzten Eiszeit ragte vom Bürgenstock nur der Gipfelgrat (1129 m ü.M.) als schmale Insel aus dem Eis empor. Der wachsende Eisrandsee folgte dem zurückschmelzenden Eis des Engelberger Gletschers einerseits von Stansstad, andererseits von Vitznau über Buochs gegen Stans ins untere Engelbergertal. Dies führte zur Ausbildung von mächtigen Seeablagerungen, welche nach oben zusehends mit Deltaablagerungen der seitlichen Bäche verzahnten oder gar durch sie abgedämmt wurden. Die obersten Serien sind geprägt durch

Verlandungssedimente und Kiese der Engelberger Aa sowie durch die Schutfächer der seitlich zufließenden Bäche. Die fehlende Stütze des Gletschers, das übersteilte Relief und die posteiszeitliche Verwitterung führten entlang der Bergflanken zu zahlreichen kleineren Berg- und Felsstürzen, zur Ausbildung von grösseren Hangschuttarealen und zu Rutschungen (Rutschungen von Dallenwil).

3.2.2.2 Mikrozonierung Datengrundlage

Als Grundlage für die Abschätzung der lokalen Intensitätsveränderungen sind im Gebiet Stanserallmend–Engelbergertal hauptsächlich Informationen über die Beschaffenheit der Oberflächengeologie (ca. 0–20 m Tiefe) verwendet worden. Die Lage des Grundwasserspiegels wurde pauschal miteinbezogen, ohne dass sie als separate Kartenebene ausgeschieden worden ist. Da die räumliche Verteilung der geologisch/geotechnischen Bodenklassen in einem Massstab von 1:25'000 detailliert aufgenommen wurde, bestimmt dieser Massstab auch die Darstellungsgrenze der Karte der Erdbeben-Mikrozonierung.

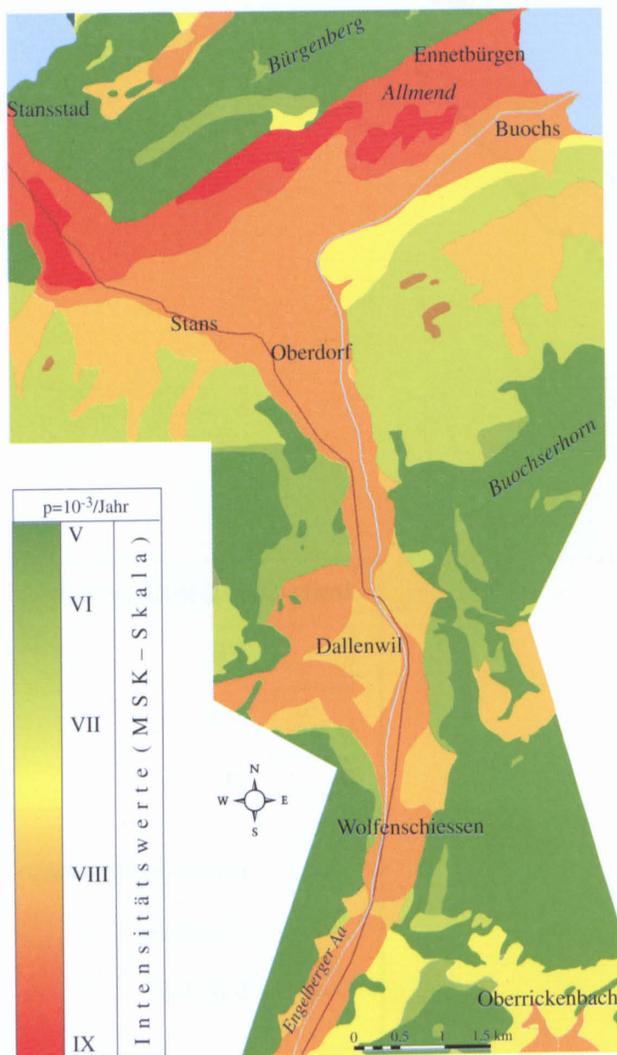
Gefährdungsbild

Die Figur 3.26 zeigt die zu erwartenden Erdbeben-Intensitäten in unterschiedlichen Farbrastern für eine Eintretenswahrscheinlichkeit p von 10^{-3} /Jahr. Als Gebiete mit wesentlich erhöhter Gefährdung treten vor allem die Umgebung der Allmend, begrenzt durch Ennetbürgen, Buochs, Oberdorf, Stans und der Talboden bis Stansstad in Erscheinung. Der Untergrund bildet dabei einen mit mächtigen Lockergesteinsablagerungen gefüllten Talboden mit relativ hohem Grundwasserstand. Die höchsten Werte sind auf den Verlandungssedimenten der ehemaligen Riedgebiete zu erwarten. Gebiete, welche von Gehängeschutt, trockenen Schuttkegeln und Moränen bedeckt werden, weisen eine seismische Gefährdung auf, die etwa dem regional berechneten Mittel entspricht. Deutlich konservativer fallen die Felsstandorte aus. Die Talboden-Mikrozonierung des Engelbergertales südlich von Oberdorf ist mit einer gewissen Unsicherheit behaftet, da Simulationen (z.B. im Wallis; FRISCHKNECHT, 1996) gezeigt haben, dass durch Diffraktion der seismischen Wellen an Talflanken die Intensität im Randbereich übertiefer enger Täler wesentlich erhöht werden kann.

3.2.3 Kanton Solothurn

3.2.3.1 Geologie des Kantons Solothurns

Über die Hälfte der Fläche des Kantons Solothurn ist geologisch zum Falten-Juragebirge zu zählen. Kalke dominieren als Felsuntergrund. Der SSE-Teil des Kantons reicht in das schweizerische Mittelland hinein. Hier ist der Felsuntergrund entlang des Jurafusses durch den Einfluss der letzten Eiszeiten, bei denen die Gletscher weite Täler als Zungenbecken geschaffen haben, geprägt. Meist sind die Becken mit Seeablagerungen, Tonen, Silten und Torfen verfüllt. Gebietsweise haben sich im oberflächennahen Bereich über den See- und Moränensedimenten und insbesondere in den



Figur 3.26: Erdbeben-Mikrozonierungskarte der Region Stanserallmend–Engelbergertal. Die Farbwerte markieren die zu erwartenden Erdbebenintensitäten (MSK) für eine Eintretenswahrscheinlichkeit von 10^{-3} /Jahr.

postglazialen Flusstälern Schotter abgelagert. Den tieferen Untergrund bilden im SSE die Sandsteine und Mergelsande der Molasse.

Grenchen–Solothurn

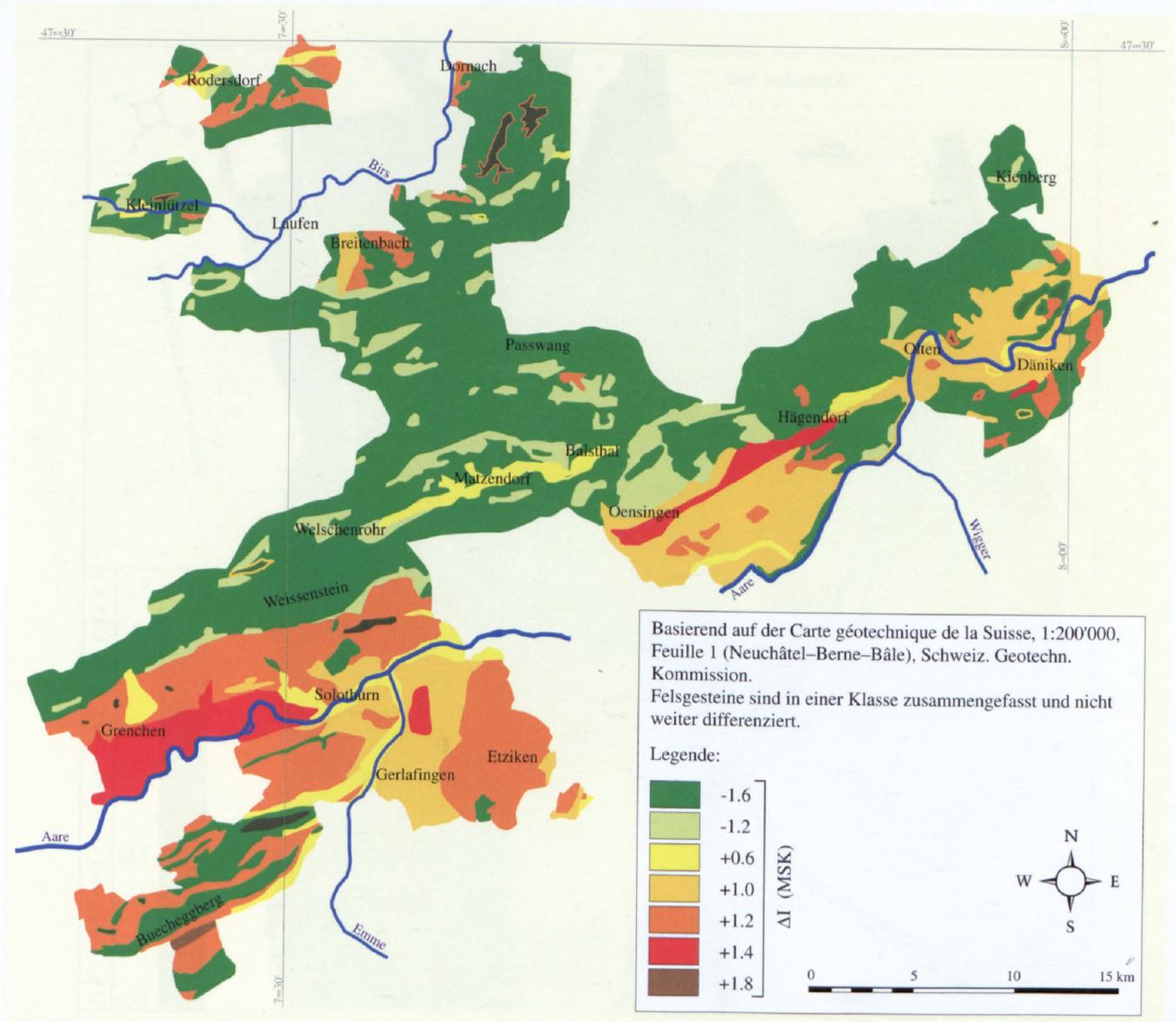
Dieses Gebiet gehört zum östlichen Rand des «Solothurner Sees», einem Erosionstrog des eiszeitlichen Rhonegletschers, der das Seengebiet vom Neuenburgersee, Murten- und Bielersee, Grosses Moos bis Solothurn umfasste. Die Grenchenwitti und die Selzacherwitti sind vorwiegend mit feinkörnigen Seeablagerungen aufgefüllt, welche auch vereinzelte Schotter- und Sandlinsen enthalten können.

Unteres Emmental (Wasseramt)

Im Gegensatz zum Ober- und Mittellauf der Emme ist die Landschaft des unteren Emmentals offen. Der Schotterkörper des Tallaufes erreicht eine Breite von 4–6 km. Das

Emmental wird nördlich Bätterkinden und Utzensdorf von einer bis über 100 m glazial eingeschnittenen Rinne aus dem Limpachtal gequert. Sie teilt sich auf in einen Ast Richtung Burgäschisee und Önzental sowie in einen Ast, der über Wiler in Richtung Aare zwischen Luterbach und Deitingen weist. Die Eintiefung des unteren Emmentals kann bis 50 m betragen (WANNER, 1981).

Zwischen Luterbach und Wangen an der Aare bildet die Aare die Vorflut des Grundwasserstromes aus dem Emmental. Entsprechend dieser Situation liegt in diesem Gebiet der Grundwasserspiegel nahe der Geländeoberfläche (BLAU et al., 1983, 1984, 1991). Zahlreiche Grundwasseraufstösse zeugen davon. Die Durchlässigkeiten der Schotter im Wasseramt sind sehr hoch. Selbst in den randlichen Bereichen sind noch gute Durchlässigkeitswerte festzustellen (BLAU et al., 1983).



Figur 3.27: Korrekturkarte der seismischen Intensitäten des Kantons Solothurn. Dargestellt sind die lokalen Intensitätsabweichungen (MSK-Skala) vom regional berechneten Mittel, verursacht durch die unterschiedlichen geotechnischen Bodenklassen der Lockergesteine.

Aaretal zwischen Olten und Gäu

Eingebettet zwischen der Graiter- und der Weissensteinkette stellt das Dünnerental bis zur Klus von Balsthal ein reines Synklinalltal dar. Die tertiäre Füllung besteht vorwiegend aus bunten Mergeln der Unteren Süsswassermolasse mit Einlagerungen von Süsswasserkalken. Die quartären Lockergesteinsablagerungen bauen sich aus einer geringmächtigen Moränendecke aus der Zeit der grössten Vereisung und überdeckendem Gehängeschutt auf. Die Dünner hat sich in diese Sedimente eingeschnitten und alluviale Schotter abgelagert.

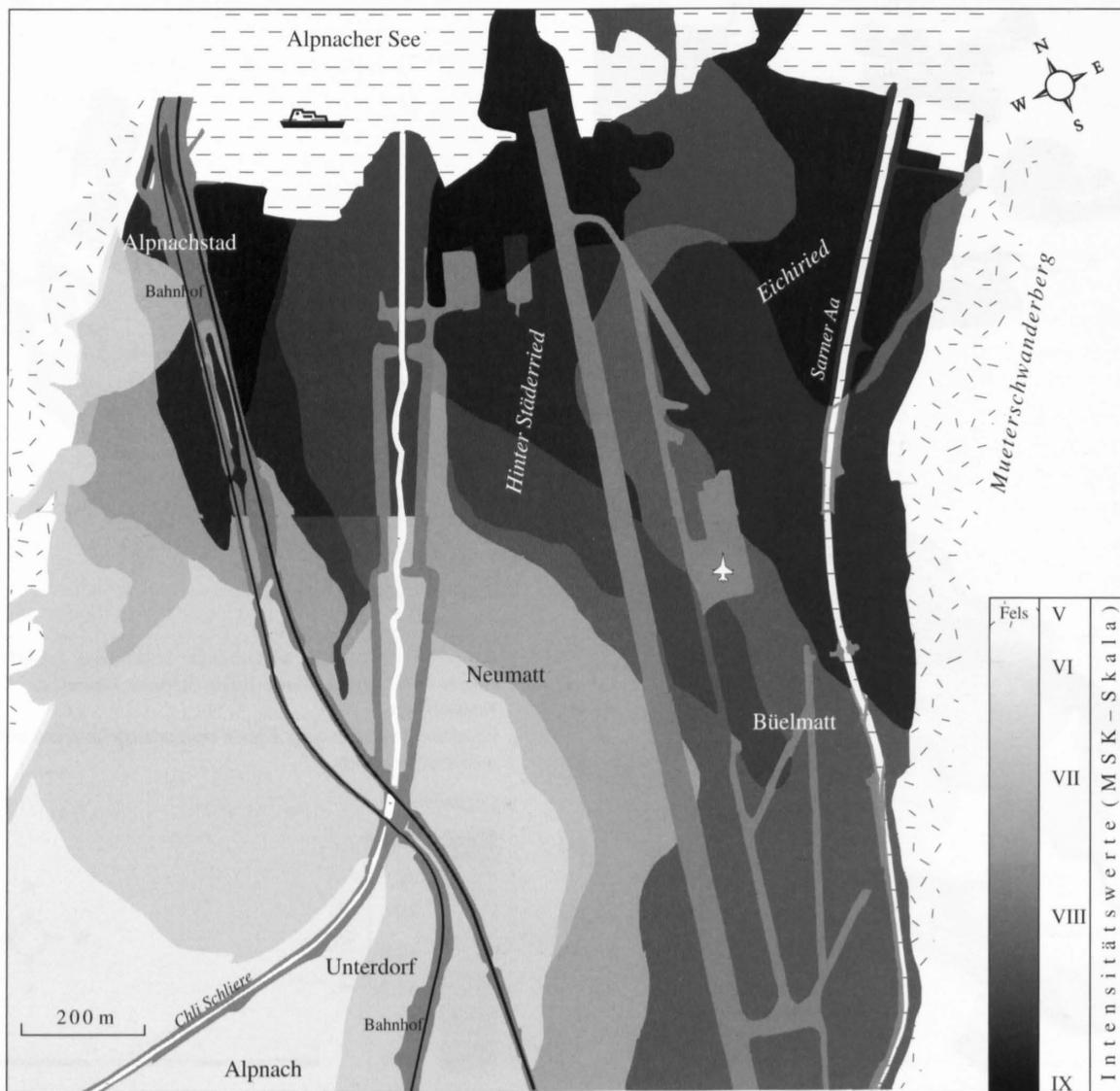
Buechberg und Molasse-Anhöhen

Die sanften Hügel im Gebiete des Buecheggberges und bei Heriswil–Steinhof–Bolken werden aus den vorwiegend mergeligen Gesteinen der Unteren Süsswassermolasse aufgebaut, welche sandige Gesteine der Oberen Meeresmolasse

überlagern. Über der Molasse liegt ausserhalb der grossen Täler meist eine Moränendecke. Dabei liegen auf den Hügeln oft Höhen- und Deckenschotter zwischen der Molasse und der Moränenbedeckung.

Jura

Der untersuchte Teil des Jura gebirges ist tektonisch dem Faltenjura zugeordnet, welches gemäss der Fernschubhypothese (LAUBSCHER, 1961) im jüngeren Tertiär gefaltet und gegen N auf den Tafeljura aufgeschoben wurde. Ein kleiner Teil im Norden (bei Seewen) stellt eine Tafeljura-Platte dar, welche von Rheintalbrüchen durchzogen ist. Im Gebiet Passwang und Schelten sind Ausläufer der den Rheintalgraben begleitenden NNE-SSW Bruchstörungen anzutreffen. Als Felsgestein dominieren Kalksteine, untergeordnet Mergelkalke sowie Tone und Mergeltone.



Figur 3.28: Erdbebenmikrozonierungskarte von Alpnach-Eichried. Die Grauwerte markieren die zu erwartenden Erdbebenintensitäten (MSK-Skala) für eine statistische Eintretenswahrscheinlichkeit von 10^{-3} /Jahr.

Birs

Der Einfluss der grossen Grabenstruktur des Rheingrabens ist im nördlichen Kantonsteil entlang der Birs deutlich zu erkennen. So sind im Tertiärbecken von Laufen die Meletta-Schichten vorhanden (marines Rupélien), eine oligozäne Füllung, welche in den südlichen Synklinalen des Faltenjuras fehlt. Im Lüsseltal bildet im mittleren Abschnitt der Septarienton und im oberen Abschnitt die sandigere Elsässer-Molasse die Basis der Bachschotter. Die lokalen Schotter, wie z.B. diejenigen der in die Birs mündenden Lützel, sind oft stark verlehmt.

3.2.3.2 Folgerungen für die Erdbebengefährdung des Kantons Solothurn

Im Rahmen einer Voruntersuchung (AWW 1996) ist unter anderem eine seismische Korrekturkarte in Form einer Übersicht sowie eines Profiles durch das Aare- und Dünerngäu erstellt worden.

Korrekturkarte der makroseismischen Intensitäten

Grundlagen zur Korrekturkarte (Fig.3.27) bietet die Geotechnische Karte der Schweiz 1:200'000, Blatt 1 (Neuchâtel–Berne–Bâle). Den geotechnisch klassierten, lockeren Oberflächenbildungen sind gemäss ihrem seismischen Verhalten

Intensitätskorrekturwerte zugeordnet worden. Die Felsgesteine sind aufgrund ihres eher konservativen und nicht wesentlich unterschiedlichen Verhaltens bezüglich Anregung durch seismische Wellen als Mittelwert in einer einzigen Klasse zusammengefasst.

Die Intensitätskorrekturwerte, mit welchen die regionale Erdbebengefährdung korrigiert werden muss, sind in der Korrekturkarte als entsprechende Zonen ausgeschieden. Nur pauschal berücksichtigt sind in dieser Darstellung die Effekte der Lage des Grundwasserspiegels. Nicht berücksichtigt ist die Mächtigkeit der Lockergesteinsschicht sowie im lithologischen Wechsel begründete Randeffekte.

Die ermittelten Korrekturwerte zeigen, dass vor allem in den Bezirken Solothurn, Lebern, Wasseramt, Gäu, Olten und Gösigen mit einer wesentlich höheren seismischen Gefährdung zu rechnen ist, als dies die bisherigen Erdbebengefährdungskarten ausweisen. Mit der stärksten Intensitätserhöhung ist in den Gebieten zwischen Solothurn und Grenchen, südlich von Luterbach sowie zwischen Neuendorf und Wangen zu rechnen. Es sind dies Gebiete mit hohem Anteil an feinkörnigen Lockergesteinen und/oder geringem Grundwasser-Flurabstand. Die Gebiete in den Juraketten dürften jedoch – mit vereinzelt Ausnahmen – sogar im Mittel eine eher geringere Erdbebengefährdung aufweisen als bis jetzt (im regional gemittelten Gefährdungsbild) angenommen worden ist. Dies liegt weitgehend im Fehlen von mächtigen Lockergesteinsablagerungen begründet.

3.3 Seismische Mikrozonierung – Detailuntersuchungen

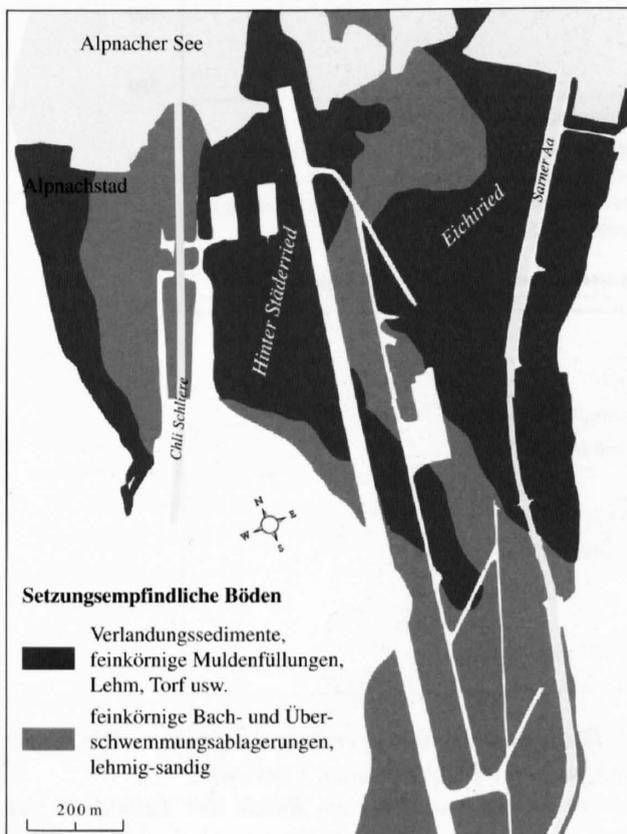
3.3.1 Alpnach

Die Figur 3.28 zeigt die Karte der Erdbeben-Mikrozonierung im Gebiet von Alpnach–Eichried. Mit unterschiedlichen Grauwerten sind die zu erwartenden Erdbebenintensitäten für eine Eintretenswahrscheinlichkeit von 10^{-3} /Jahr dargestellt. In einem geologischen Querprofil (Wichelsee) durch das Obwaldner Tal (Fig. 3.30) ist der Lockergesteinsaufbau und der Grundwasserspiegel sowie die daraus resultierenden Auswirkungen auf die seismische Gefährdung dargestellt. Zudem wurde die effektiv zu erwartende maximale Bodenbeschleunigung (50%-fraktile) errechnet (Umrechnungsformel nach MURPHY-O'BRIEN, 1976; in BACHMANN, 1995). Die bei seismischer Belastung zu Setzungen neigenden Gebiete sind in einer separaten Karte (Fig.3.29) ausgeschieden worden.

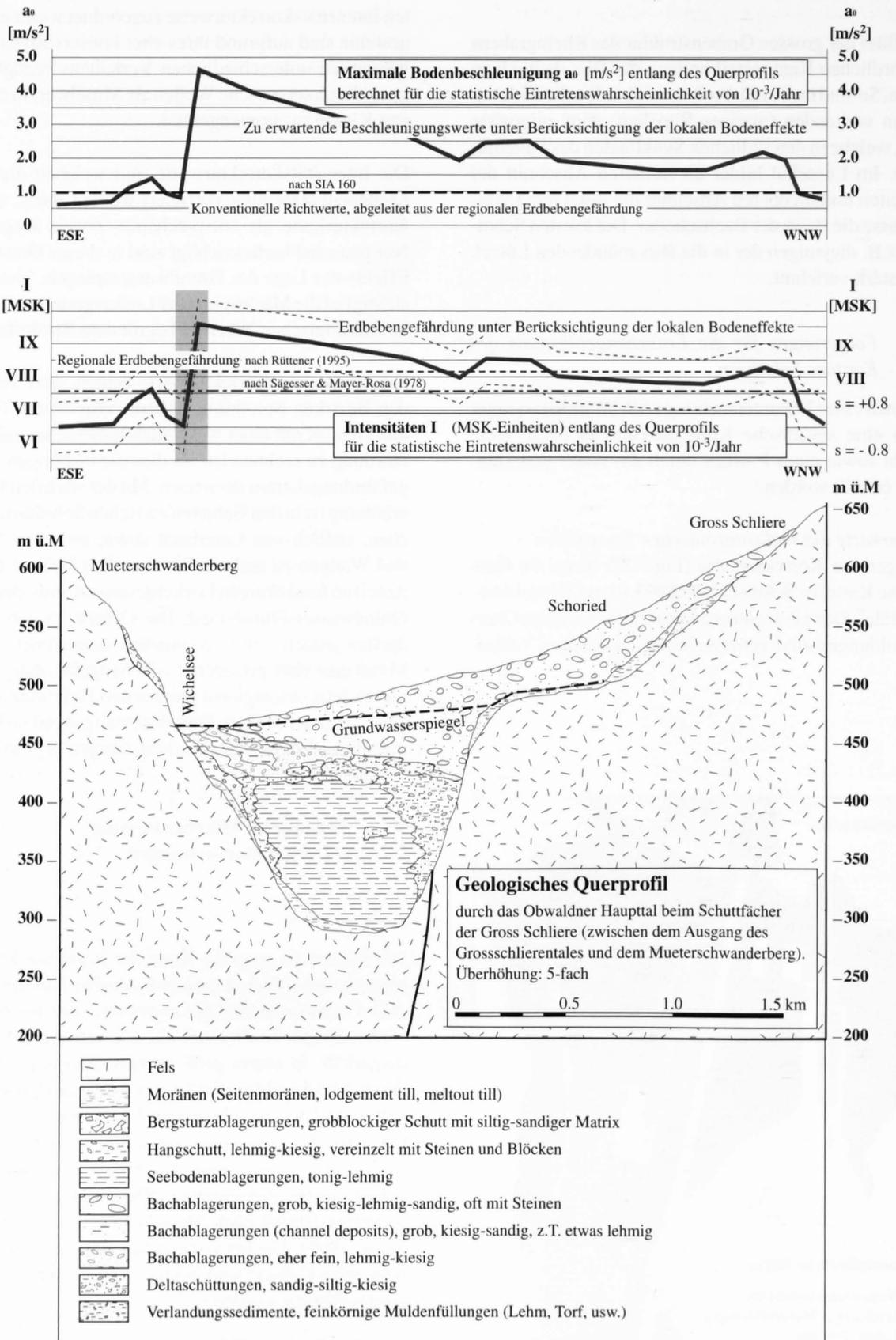
3.3.2 Drachenried

3.3.2.1 Quartärgeologischer Überblick: Bildung der heutigen Morphologie zwischen Kerns und Stans

Bereits zur Riss-Eiszeit reichte das über den Brünig transfluierende Aareeis bei Aecherli, dem Sattel zwischen Stanserhorn und Arvigrat, bis auf 1400 m ü.M. (ESTOPPEY, 1995).



Figur 3.29: Karte der Setzungsempfindlichen Böden des Gebietes Alpnach-Eichried.



Figur 3.30: Erdbebengefährdung (I [MSK]; $s = 0.8$) und maximale Bodenbeschleunigung entlang des geologischen Profils durch das Obwaldner Tal (ohne spezielle Berücksichtigung von topographischen Effekten).

Der starke Intensitätssprung (in der Figur mit grauem Balken markiert) am Rande des Talbodens zum Mueterschwanderberg hat sich durch die konsequente Anwendung der beschriebenen Methode (Kap. 2.3) ergeben. Die Intensitätswerte sind in diesem Bereich mit Vorsicht zu beurteilen, da sie einen grossen Fehler aufweisen können. In diesen Randzonen treten komplexe, schwer erfassbare Effekte (Reflexionen, Interferenzen, etc.) auf, die zu der beschriebenen Unsicherheit führen können.

Im Maximum der letzten Eiszeit stiess das Aareeis wiederum bis an den Raum des Vierwaldstättersees vor. Am Mueterschwanderberg spaltete sich dabei der Gletscher in zwei Lappen auf (HANTKE, 1980). Ein Arm füllte das Becken des Drachenrieds und schliiff eine Mulde in den Felsuntergrund, der andere floss in die Talung des Alpnachersees. Nordöstlich des Rotzberges wurde durch den Zusammenschluss eine Mittelmoräne abgelagert. Verschiedene Beobachtungen (ESTOPPEY, 1995) lassen darauf schliessen, dass bei späteren kleineren Eisvorstössen das Sarner Aatal und Teile des Drachenrieds mit Eis des Engelberger- und des Reussgletschers bedeckt waren.

Beim letzten Eisrückzug wurden im Raum zwischen Allweg und Kerns, insbesondere bei St. Jakob, zahlreiche Toteiskörper hinterlassen. Nach dem Abschmelzen des Eises brach von der Westflanke des Stanserhorns ein Bergsturz nieder. Die Trümmersmassen liegen stellenweise auf meist mehrphasig aufgebauten Moränen. Der Ablagerungsraum erstreckt sich vorwiegend über das Gebiet des Kernwaldes mit Ausläufern an der Westflanke des Mueterschwanderberges. Der obere Teil der Trümmersmassen ist örtlich mit unterschiedlich mächtigen Runsen und Bachablagerungen bedeckt. Das Ablagerungsgebiet des Bergsturzes wurde nachträglich nicht mehr von Eis überfahren.

Mit dem letzten Eisrückzug bildete sich im Drachenried ein See, der relativ rasch eine flachgründige Ausprägung erhielt. Die Entwässerung erfolgte stets gegen Norden; einerseits über den Sattel bei Allweg und andererseits durch die spät- bis postglazial gebildete Rotzschlucht.

Die Westflanke des Stanserhorns sowie die Bergsturzablagerungen werden von Runsen und Murgängen überprägt. In jüngster Zeit haben auch anthropogene Eingriffe die Lockergesteinsablagerungen verändert. Beispiele dafür sind die Drainage des Drachenrieds, der Abtrag von Bergsturz- hügeln im Raume St. Jakob und verschiedene künstliche Geländeauffüllungen.

3.3.2.2 Lockergesteine

Als Datengrundlage für das geologisch-geotechnische Modell des Gebietes Kernwald-Drachenried dienten grösstenteils Aufnahmen, Beschreibungen und geologische Interpretationen aus der Arbeit von ESTOPPEY (1995). Insbesondere die geotechnische Karte der oberflächennahen Bodenschichten ist mit wenigen Modifikationen direkt übernommen worden. Da in der erwähnten Arbeit die Bodenklassen nach sedimentologisch-genetischen Aspekten aus- geschieden sind, wurde ergänzend die geotechnische Be- schreibung angefügt.

Künstliche Auffüllungen

Auffüllungen mit lokal abgetragenen Material zum Aus- gleich von starken Niveauunterschieden im Terrain sowie zu Geländekorrekturen des abgesenkten Bodens durch die

Drainage im Drachenried wurden ausgeschieden. Um eine rationelle, landwirtschaftliche Bewirtschaftung von Teilen des ursprünglich sehr unebenen Geländes im Bereich des Bergsturzes zu erreichen, wurden die Geländesenken künst- lich angefüllt. Auffüllungsmaterialien sind:

- Lockergesteine aus verschiedenen Grubenaushuben
- Lokaler Bauschutt,
- Bauschutt und z.T Hauskehricht mit organischen Ver- unreinigungen,
- Humus.

Zum Teil wurde das Material, wie bei der grossflächigen Aufschüttung südwestlich von Pt. 540 bei St. Jakob, direkt auf den schlecht entwässernden, torfigen Riedboden abge- lagert. Durch die Auflast wurde dieser verdichtet, was in niederschlagsreichen Perioden ein Versickern des Wassers verunmöglicht und zu einer starken Versumpfung des Ge- bietes führt. Zur Schotter- und Kulturlandgewinnung wur- den bei St. Jakob und Rohren mehrere Bergsturz- hügeln, die aus der Landschaft herausragten, abgetragen. Diese isolier- ten Körper sind stellenweise bis 10 m unter das heutige Niveau abgetragen und anschliessend wieder künstlich auf- gefüllt worden.

Verlandungssedimente und Muldenfüllungen

Durch die letzteiszeitliche Gletschererosion wurde ein Bek- ken mit über 100 m Lockergesteinsfüllung geschaffen. Dabei sind im Stirnbereich bei Allweg mehrere überdek- kende Stirn- moränen abgelagert worden. Im zentralen und teilweise auch randlichen Bereich wurden spät- bis postglaziale Feinsedimente direkt auf den felsigen Untergrund abgesetzt (ESTOPPEY, 1995). Die Lockergesteine im Dra- chenried bestehen aus einer Abfolge glazilimnischer Sedi- mente, welche von warmzeitlichen Ablagerungen über- deckt sind.

Die Feinsedimente weisen auf distale Deltaserien des zu- rückweichenden Arms des Aaregletschers hin, welche stel- lenweise durch seitliche Bachablagerungen verzahnt oder gar unterbrochen werden. Durch die relativ geringe seitliche Ausdehnung des Sedimentbeckens weisen die Seeboden- ablagerungen sowohl distale wie proximale, deltanahe Fa- ziesbereiche auf.

Die Mächtigkeit der Lockergesteine nimmt mit einer fast rein tonig-siltigen Zusammensetzung gegen Norden hin zu. Die oberen Serien bestehen aus tonigen Silten mit vereinzelt organischen Beimengungen oder eigentlichen Torfla- gen, wie die Bohrung von Allweg zeigt. Die oberste Schicht zeigt in ihrer lateralen Ausbildung einen stetigen Wechsel von Verlandungssedimenten kleiner Seen und Tümpel, feinsandigen Ablagerungen alter Gerinneläufe und Torf- horizonten von Mooren unterschiedlicher Ausdehnung.

Im letzten Stadium der natürlichen Sedimentbildung im Drachenried erfolgte die Ablagerung von siltigen bis fein- sandigen, zum Teil auch kiesigen Materialien entlang von

Gerinneläufen. Zwischen Rohren und Diethelm liegen mehrere Rinnen in einem zopfartigen System vor. Bedingt durch die kontinuierlich abnehmende Strömungsgeschwindigkeit in Entwässerungsrichtung weisen das Gelände gegen Norden hin eine Reliefabflachung und die Sedimente eine feinere Korngrösse auf. Nördlich der Koordinatenlinie 200 sind die ehemaligen Bachablagerungen als sanfter Wall im flachen Relief auszumachen. Sie weisen im Vergleich zu den umgebenden Torfen und den äusserst weich gelagerten tonigen Silten, die vermischt mit organischen Beimengungen sind, eine geringere Setzungsempfindlichkeit auf.

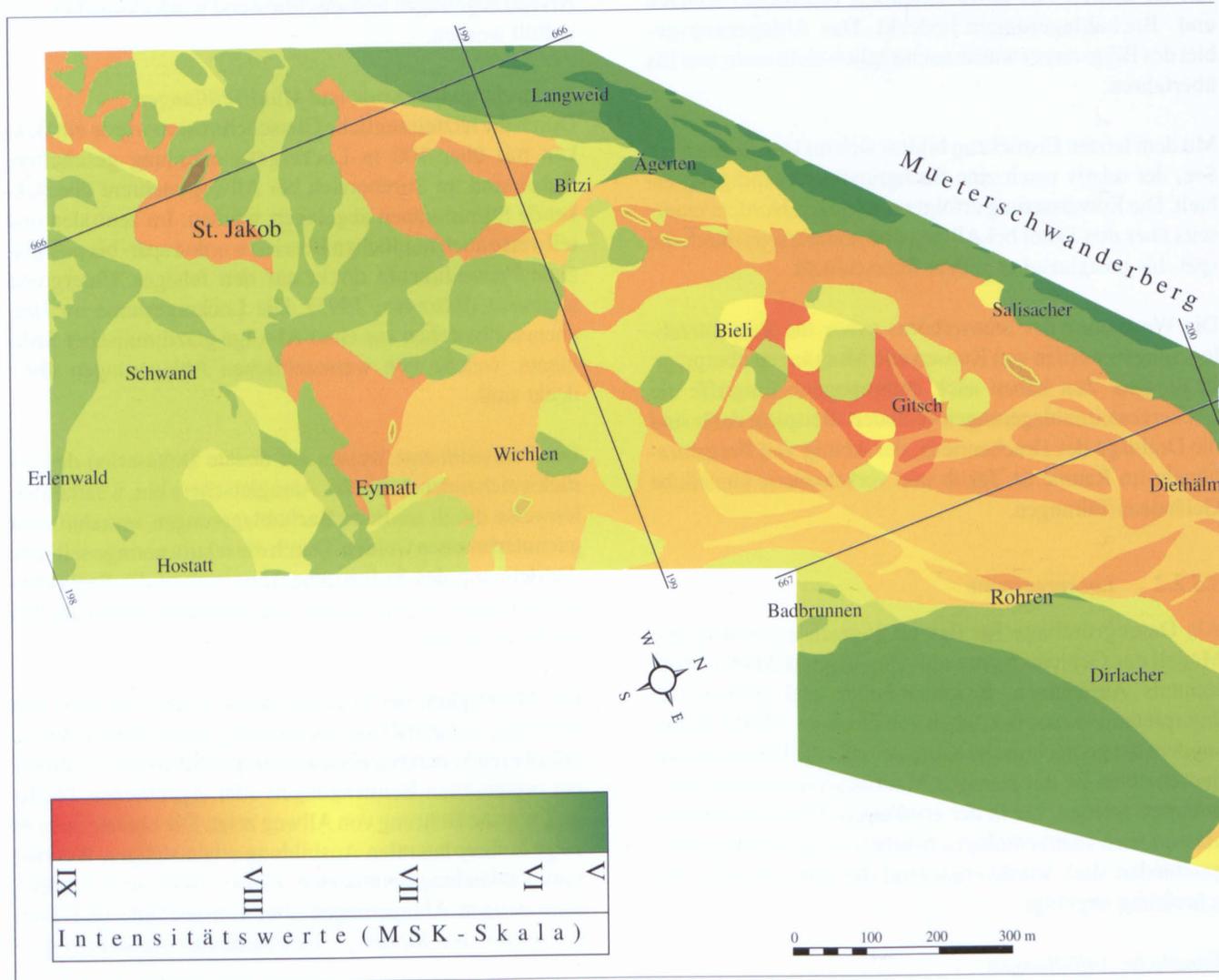
Im Ablagerungsraum des Bergsturzes, zwischen St. Jakob und Ingäu, erstrecken sich, meist in Streifen, kleinere Areale von isolierten Verlandungszonen. Ihre Entstehung könnte auf abschmelzende Toteismassen zurückgeführt werden (ESTOPPEY, 1995). Die entstandenen Tümpel sind anschliessend mit feinkörnigen Sedimenten aufgefüllt worden. Sie sind meist auch reich an organischen Beimengungen. Durch die wasserundurchlässigen Feinsedimente bilden sie oft

Grundwasserbarrieren und lokal unterschiedliche Grundwasserstockwerke.

Fluviatile Ablagerungen und Gehängeschutt

An der Ostflanke des Mueterschwanderberges findet man bei Salisacher und westlich von Bieli je ein kleines Bachdelta. Die grossflächigen Zonen von Bachablagerungen und geschiebeführenden Rinnen trifft man zwischen Lehmat und Acheriwald an. Sie sind jeweils von Zonen mit Bergsturzschutt unterbrochen. Südlich des Aecheriwaldes bis nach Wisserlen schliesst sich ein grosser Bachschuttkegel an. Bei den Ablagerungen des Rübi- und Mehlbaches handelt es sich um sandige Kiese mit vereinzelt Steinen. Der Sandgehalt ist sehr wechselhaft.

Die Hauptbestandteile von Runsenschutt und Murgangmaterialien sind korngestützte Blöcke mit wenig siltigem Sand. Mit zunehmender Tiefe und in der Verlängerung der Runse nimmt der Feinkornanteil zu, und es entsteht ein tonig-siltiger Kies. Von den steilabfallenden Felswänden



Figur 3.31: Erdbeben-Mikrozonierungskarte des Gebietes Stanserallmend-Engelbergertal. Die Farbwerte markieren die zu erwartenden Erdbebenintensitäten (MSK-Skala) für eine Eintretenswahrscheinlichkeit von 10^{-3} /Jahr.

des Stanserhorns zieht sich entlang der Ebene des Drachenrieds ein breites Band von Runsenschut und Murgangablagerungen von Dirlacher bis auf die Höhe Leematt hin. Ein kleiner überwiegend überdeckter Streifen befindet sich im Fussbereich der Rutschmasse bei Wilti. Zudem sind die Bach- und Bergsturzablagerungen im Bereich vom Eberwald und Erlenwald mit Murgangablagerungen verzahnt.

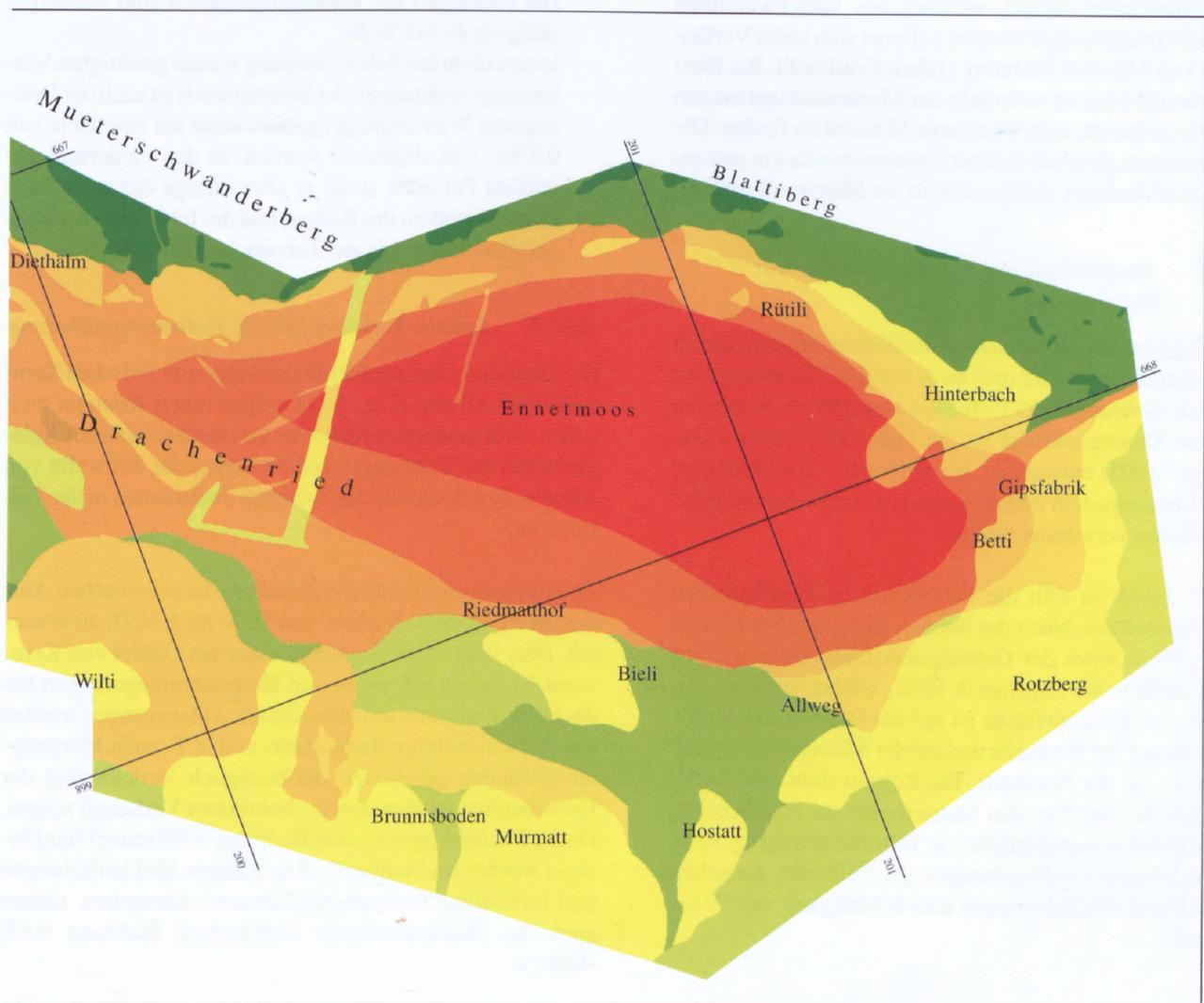
Entlang der Ostflanke des Mueterschwanderberges zwischen Ebnet und Ober Blattiberg befindet sich ein unterschiedlich breites Band von Gehängelehm. Stellenweise wird es durch direkt anstehenden Fels unterbrochen. Es handelt sich um fein aufgelösten, oberflächlich verwitterten Untergrund, welcher eine dünne Lockergesteinsschicht bildet. Der Gehängelehm besteht aus tonigem Silt vermischt mit organischem Material und vereinzelt mit Steinen. Grosse Bereiche der Rutschmasse bei Wilti bestehen aus ähnlichem Material.

Glaziale Ablagerungen

Die normal konsolidierten Gletscherablagerungen ziehen

bei Murmatt mit der Untergrenze auf einer Kote von ungefähr 600 m ü.M. hangparallel durch. Sie bilden unregelmässige Wälle, die vereinzelt von Bachrunsen durchbrochen werden. Am Hangfuss befinden sich in westlicher Richtung ovale bis rundliche ca. 30 m hohe Höcker. Bei Hostatt bildet ein abgesetzter, an seiner nordöstlichen Flanke verschwemmter Moränenwall einen kleinen Rücken. Zwischen Wilti und Brunnisboden liegen die glazigenen Lockergesteine direkt auf der Felsunterlage. Bei Hostatt wird die Untergrenze durch einen scharfen Horizont zu den überkonsolidierten eisrandlichen Schmelzwasser-Feinsedimenten gebildet. Dieser Lockergesteinskörper weist eine lockere bis leicht verfestigte Lagerungsdichte auf. Die Mächtigkeit beträgt wenige m bis maximal 40 m.

Weitere Moränenablagerungen verlaufen in einem zusammenhängenden Bogen von Allweg an der Westflanke des Rotzberges über Edwil bis zur Schlucht des Rotzlochs. Auf der gegenüberliegenden Seite des Schluchteingangs befinden sich vermutlich analoge Ablagerungen zwischen Rütli



und Hinterbach. Die Mächtigkeit nimmt von Allweg (ca. 10 m) gegen Rotzberg kontinuierlich ab. Die Lockergesteine sind in diesem Bereich meist trocken. Die Ablagerungen bestehen aus tonig-siltigem Kies mit wenig Sanden und Steinen. Die Komponenten sind meist eckig, nur selten abgerundet und regellos mit der Matrix vermischt.

Überkonsolidierte Ablagerungen bilden den westlichen Hangfuss bei Allweg und ziehen keilförmig über Hostatt gegen Wychried. In Analogie zu den benachbarten Lockergesteinen liegen diese Sedimente auf anstehendem Fels oder früher abgelagerten, glazialen Sedimenten. Die Ablagerungen bestehen aus tonigem Silt. Vereinzelt liegen in der Matrix isolierte eckige bis abgerundete Steine und Blöcke.

Als verfrachtetes Moränenmaterial wurden verschwemmte glaziale Ablagerungen, abgeschürfte sowie durch Schwerkraft und wenig Wasser verfrachtete glaziale Sedimente und vollständig erodierte und mit Gehängeschutt stark vermischte, resedimentierte glaziale Ablagerungen ausgetrennt (ESTOPPEY, 1995).

Ein ausgedehntes Gebiet, welches aus verschwemmten glazialen Ablagerungen besteht, befindet sich in der Verlängerung von Murmatt Richtung Hubel–Gotthardli. Bei Bieli und Brunnisboden ist unterhalb der Moränenablagerungen das entsprechende, verschwemmte Material zu finden. Die Ablagerungen gleichen in ihrer Zusammensetzung unkonsolidierten Moränen, stellenweise ist der Matrixanteil höher.

3.3.2.3 *Morphologie des Felsuntergrundes im Drachenried*

Grundlage zu den Angaben über den Felsuntergrund bieten zwei seismische Profile und zwei auf den Felsuntergrund reichende Bohrungen der Firma Geotest (Horw). Basierend auf diese Datengrundlage ist die Felsisohypsenkarte von ESTOPPEY (1995) entstanden. Im weiteren sind Bohrungen, die im Lockergestein enden, Grubenaufschlüsse und Felsausbisslinien verwendet worden.

Von St. Jakob an fällt die Felsoberfläche kontinuierlich gegen Norden ein. Nach der tiefsten Stelle bei Ennetmoos mit ca. 85 m unter der Geländeoberfläche steigt sie auf 350 m südlich der Gipsfabrik Betti, wieder steil an. Die Neigung der Felsoberfläche ist auf der Ostseite der Mulde flacher als auf der Westseite und auf der Südseite wesentlich flacher als auf der Nordseite. Bei Rohren zieht eine flache Felschwelle vom Fuss des Stanserhorns ins Drachenried. Die Lockergesteinsmächtigkeit in Talmitte beträgt ca. 30 m. Die Lockergesteinsablagerungen im Talboden zwischen St. Jakob und Wichlen weisen eine Mächtigkeit von 20 bis 25 m auf.

3.3.2.4 *Grundwasser*

Die Grundwassersituation im Gebiet Kernwald–Drachenried kann wie folgt beschrieben werden:

- Die Grundwasserverhältnisse zwischen den Bergsturzhängeln bei St. Jakob gestalten sich infolge des kleinräumigen Wechsels von gut durchlässigen Bergsturzablagerungen und sehr feinkörnigen Verlandungssedimenten äusserst komplex. Die Feinsedimente wirken als Grundwasserbarrieren und grenzen somit isolierte Grundwasserkörper ab. Zudem weisen sie schicht- und linsenförmige Sandkörper auf, welche gespanntes Grundwasser enthalten. Der Grundwasser-Druckspiegel liegt in der Zone der Bergsturzhängel und isolierten Verlandungszonen bezüglich der Terrainoberfläche zwischen –5 und +1 m (bei gespanntem Grundwasser).
- In den grösseren Arealen der Bergsturzablagerungen im Gebiete des Kernwaldes liegt der Grundwasserspiegel deutlich unter 5 m, meist sogar tiefer als 15 m.
- Im Bach- und Runsenschutt sowie in den Murgangablagerungen an der östlichen Talflanke liegt der Grundwasserspiegel tiefer als 5 m.
- Der Wasserspiegel in Moränen liegt ebenfalls tiefer als 5 m unter dem Geländeniveau. Vereinzelt Wasserströme in den verschwemmten Moränenpartien lassen auf einen höheren Wasserstand schliessen.
- Die Fusslagen der Rutschungsmassen sind wassergesättigt (z.B. bei Wilti).
- In den ursprünglich vollständig wassergesättigten Verlandungssedimenten des Drachenrieds ist nach der Drainage der Wasserspiegel gebietsweise auf eine Tiefe von 0.5 bis 1 m abgesenkt worden. In den niederschlagsreichen Perioden steigt er aber infolge der schlechten Durchlässigkeit des Bodens und des fehlenden Abflussgefälles wieder bis zur Terrainoberfläche an.

3.3.2.5 *Lokale, bodenspezifische Erdbebengefährdung*

Die Ermittlung der Intensitätskorrekturwerte zwischen Kernwald und Allweg (Fig. 3.31) zeigen einen Kontrast zwischen dicht gelagerten Moränen und moränenartigen Ablagerungen der Talflanken und zwischen der Schwelle von Allweg–Rotzloch und den lockeren Sedimenten in der Talrinne an.

Ebenfalls ist eine deutliche Zunahme der seismischen Aufschaukelung im Talverlauf von SSW nach NNE zu erwarten. Dies liegt darin begründet, dass das Gebiet von Kernwald–St. Jakob vor allem von Bergsturzablagerungen bedeckt ist. Zwischen und über diesen Ablagerungen wurden kiesige und steinige Bachschutt- und z.T. auch Murgangablagerungen geschüttet, die bezüglich Veränderung der Erdbebenintensitäten durchschnittliches Verhalten zeigen. Da die Bachablagerungen in Richtung NNE immer feinkörniger werden und schliesslich in lehmige Muldenfüllungen und torfhaltige Verlandungssedimente übergehen, nimmt auch die bodenspezifische Gefährdung Richtung NNE stark zu.

Die höchsten Werte der Erdbebenintensität sind im Ennetmoos zu erwarten, wo feinkörnige, stark torfhaltige Verlandungssedimente über Seebodenablagerungen liegen. In der

gesamten Talebene des Drachenrieds wirkt sich der hohe Grundwasserspiegel ungünstig auf die Gefährdungssituation aus.

3.3.3 St. Galler Rheintal

3.3.3.1 Die Lockergesteinsfüllung des St. Galler Rheintales

Das St. Galler Rheintal ist glazial stark übertieft. Die vom Gletscher ausgeschliffenen Becken weisen oft Tiefen von 200 m, in wenigen Bereichen sogar Tiefen über 500 m auf. An wenigen Stellen liegt auf der Felsoberfläche eine dünne Schicht mit siltig-sandigem Kies, welche als Grundmoräne interpretiert wird (EBERLE, 1987). Darüber liegt ein Schichtpaket mit Wechsellagerungen von Tonen, Silten und Feinsanden, welches eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern aufweist. Diese feingeschichteten Sedimente entsprechen Seebodenablagerungen und distalen Deltaablagerungen. Sie werden von proximalen Deltaschüttungen überlagert, welche vorwiegend aus Grobsanden und stark sandigen Kiesen bestehen.

Über den feinkörnigen Seeablagerungen liegen Flussablagerungen, grobsandige Kiese mit grösseren Steinen. Diese Flussablagerungen sind gegen den Talrand hin mit Hinterwasserablagerungen, Verlandungssedimenten und Bachschuttkegeln kompliziert verzahnt (Fig. 3.34 und 3.35). Feinkörnige Sedimente, wie z.B. leicht kiesige Sande und graue Lehme, welche oft zusammen mit Torf oder bräunlichem Lehm mit hohem organischen Anteil auftreten, überwiegen hier.

Die Bachschuttkegel am Übergang zum Talhang bestehen aus sandigen Kiesen und Grobsanden. Bei Salez-Sennwald liegen bis zu 40 m mächtige Bergsturztrümmer grösstenteils direkt auf feinkörnigen Seeablagerungen.

Betrachtet man die Lockergesteinsfüllung des St. Galler Rheintales in einem Tallängsprofil (Fig. 3.32), so stellt man fest, dass die Mächtigkeit der zuoberst aufliegenden Flussschotter talabwärts allmählich ausdünnen; dass heisst, die Oberfläche der unterlagernden, feinkörnigen Seeablagerungen trifft man talabwärts in zunehmend geringerer Tiefe an.

3.3.3.2 Erdbebengefährdung in Abhängigkeit vom geologischen Untergrund

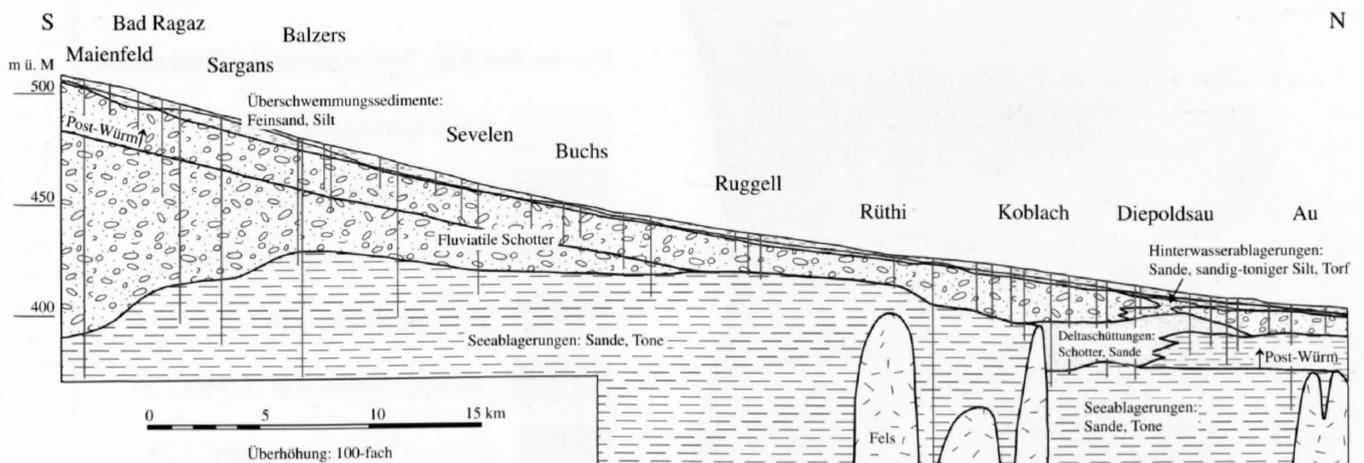
Korrekturschema

Die Ermittlung der Korrekturwerte für das St. Galler Rheintal erfolgte unter Einbezug aller erfasster Bodenparameter. Es ist dabei die Methode, die im in Kapitel 2.3.2 beschrieben ist, angewendet worden. Die Resultate der Korrekturwertermittlung sind in Kapitel 3.2.1 beschrieben und die intensitätsspezifischen Zusammenhänge in den Figuren 3.7 bis 3.14 dargestellt.

Folgerungen für die Erdbebengefährdung des St. Galler Rheintales

Als Ergebnis der Gefährdungsanalyse können für das St. Galler Rheintal die nachstehenden Folgerungen gezogen werden:

- In Zonen mit Felsuntergrund sowie an Talflanken aus kiesigen Moränen und aus den lehmarmen Schuttfächern



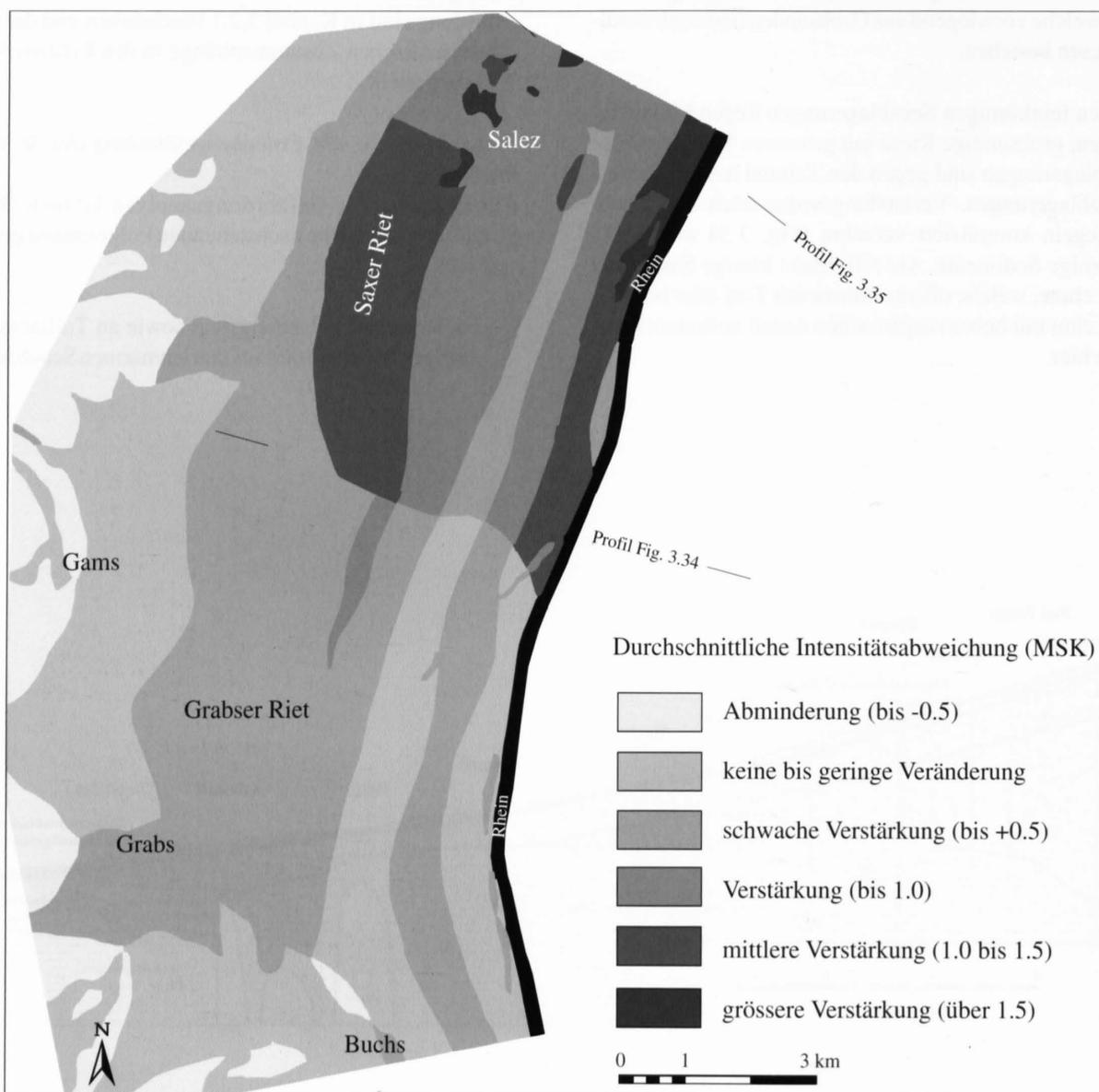
Figur 3.32: Geologisches Längsprofil durch das Rheintal von Maienfeld bis Widau/Au (modifiziert nach Aufnahmen von KOBEL, 1994)

- der zahlreichen Seitenbäche besteht praktisch keine erhöhte, lokale Abweichung gegenüber der regionalen Erdbebengefährdung.
- Wesentliche Erhöhungen der makroseismischen Intensität sind in Gebieten der feinkörnigen Hinterwasserablagerungen und Verlandungssedimenten zu erwarten, wie zum Beispiel im Vaduzer Riet, im Grabser, im Gamser und Saxer Riet sowie im Isenriet (zwischen Montlingen und Widnau).
- Der relativ hohe Grundwasserspiegel bewirkt im gesamten flachen Bereich des Talbodens eine Erhöhung der Intensität, wobei sie über den jungen Flussschottern (vor allem entlang des alten Rheinlaufes) moderater als über den Rietgebieten ausfällt.
- Die Lockergesteinsmächtigkeit übt vor allem im zentralen Bereich des Rheintales verstärkenden Einfluss auf die Erdbebengefährdung aus.

- Der verstärkende Einfluss der unterlagernden Schichten spielt aufgrund der ausdünnenden Schottermächtigkeit, welche über den feinkörnigen Seeablagerungen liegt (Fig. 3.32), ab der Höhe Vaduz talabwärts eine zunehmend wichtigere Rolle. Der beobachtete Effekt ist eine Zunahme der Intensitäten wie in Figur 3.34 ersichtlich ist. Ab Vaduz Richtung N ist eine moderate Erhöhung der makroseismischen Intensitäten über +0.5 [MSK], ab Haag bis zum Bodensee um durchschnittlich etwas über +1.0, stellenweise über +1.5 [MSK], zu erwarten.

Korrekturkarte Salez–Buchs

Die Figur 3.33 zeigt die Korrekturkarte der makroseismischen Intensitäten für die Region Salez–Buchs. Die Karte weist vor allem im Gebiet des Saxer Riets und streifenweise entlang des Rheins auf stark erhöhte Werte hin. Im Saxer



Figur 3.33: Korrekturkarte der makroseismischen Intensität des Gebietes Salez–Buchs.

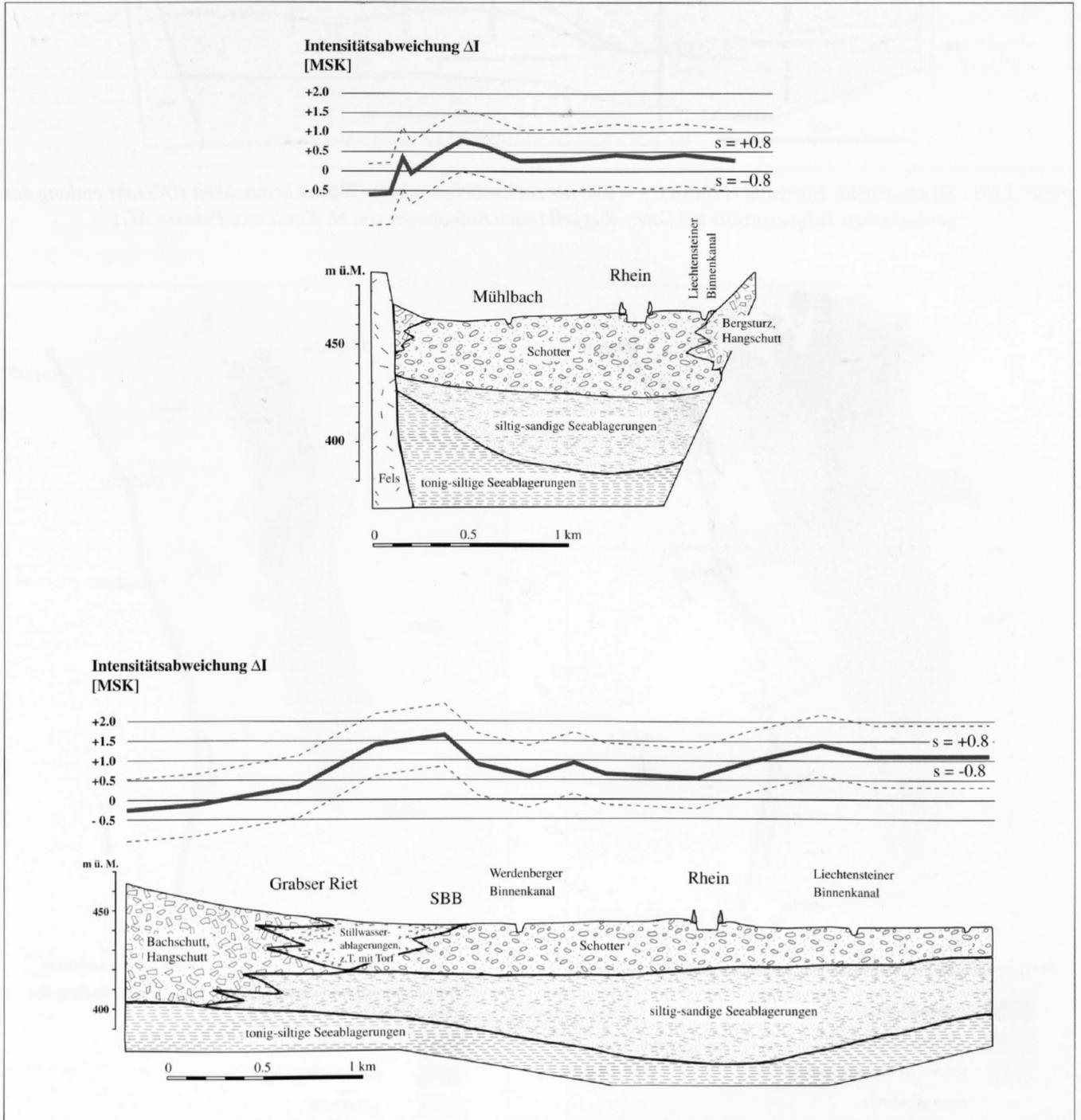
Riet sind dafür vor allem die z.T. torfhaltigen, feinkörnigen Stillwasserablagerungen und der fast an der Terrainoberfläche befindliche Grundwasserspiegel verantwortlich. Hinzu kommt die Unterlagerung von mächtigen feinsandigen bis tonigen Seeablagerungen.

Eher tiefere Werte (dem regionalen Mittel entsprechend) sind über den Schottern zwischen Buchs und Haag-Bendern zu erwarten, wenn der Grundwasserspiegel nicht allzu hoch steht. Ähnliches Verhalten zeigen die lehmarren Schutfächer an der westlichen Talflanke bei Grabs, Gams

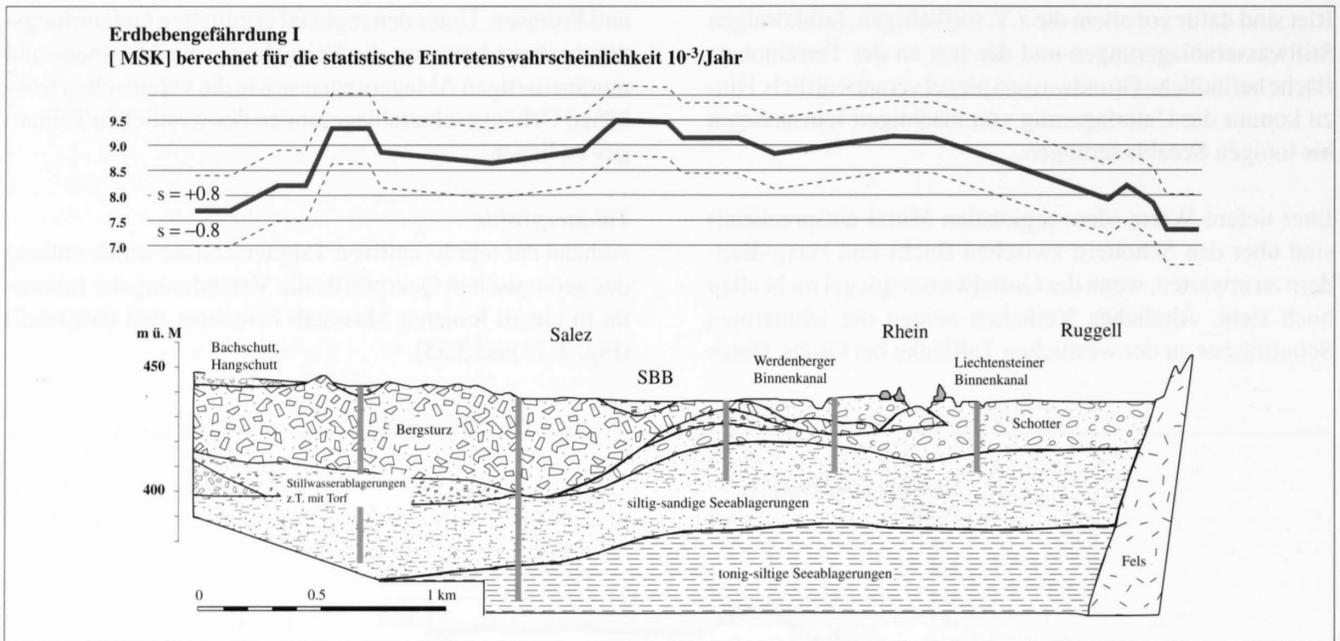
und Frümsen. Unter den regional ermittelten Gefährungsdurchschnitt kommen die Felsgebiete, die Moränen- und moränenartigen Ablagerungen sowie die vereinzelt trockenen Gehängeschuttablagerungen des westlichen Talhanges zu liegen.

Talquerprofile

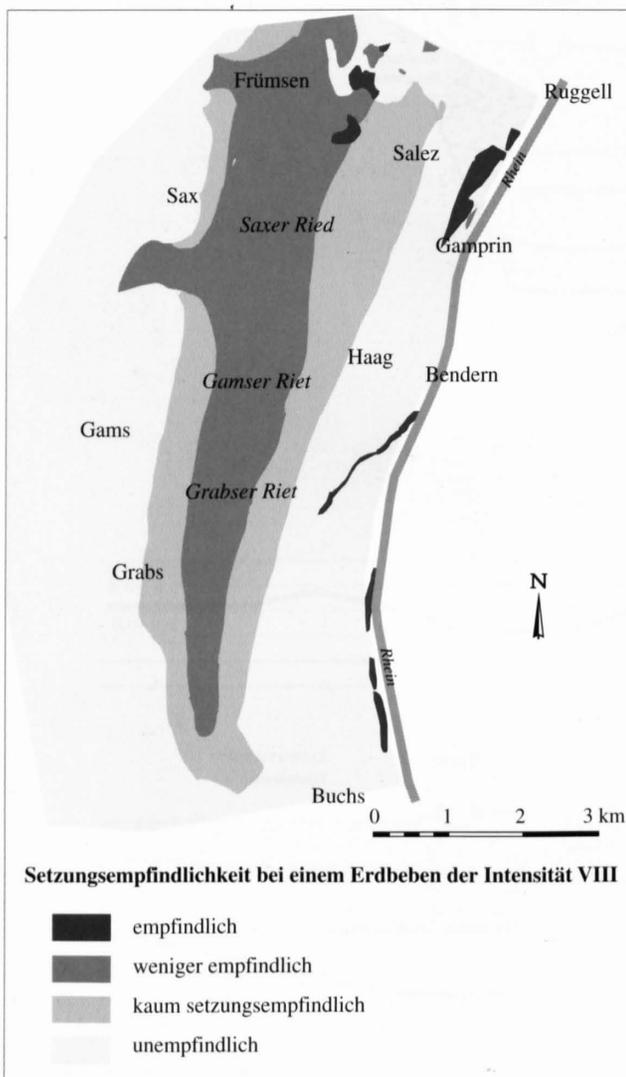
Anhand der repräsentativen Talquerschnitte wurde entlang des geologischen Querprofils die Veränderung der Intensität in einem feineren Massstab berechnet und dargestellt (Fig. 3.34 und 3.35).



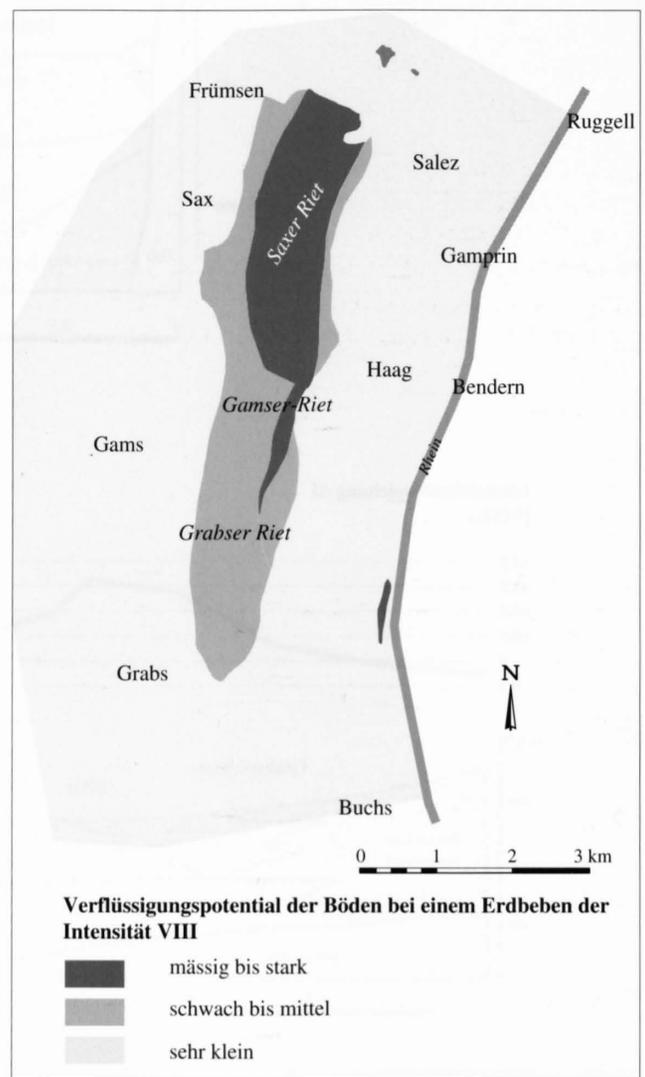
Figur 3.34: Zu erwartende Abweichungen der Intensitäten (I [MSK]; $s = 0.8$) vom regionalen Feld entlang geologischer Talquerprofile.



Figur 3.35: Zu erwartende Intensität (I [MSK]; $s = 0.8$) für ein Erdbeben mit der Wahrscheinlichkeit 10^{-3} /Jahr entlang des geologischen Talquerprofils bei Salez–Ruggell (nach Aufnahmen von M. KOBEL UND PARTNER AG).



Figur 3.36: Karte der setzungsempfindlichen Böden unter seismischer Belastung des Gebietes Salez-Buchs.



Figur 3.37: Karte der Böden im Gebiet Salez-Buchs, die ein bestimmtes Verflüssigungspotential aufweisen.

Setzungsempfindliche Böden

Mittels der vorhandenen Datenbasis (Aufbau des Bodenmodells) ist zur Mikrozonierung eine separate Karte erstellt worden, die setzungsempfindliche Böden (s. Kapitel 2.3.3) ausgrenzt und entsprechend bewertet (Fig. 3.36). Es zeigt sich dabei, dass vor allem die Gebiete des Grabser Riets und Gamser Riets setzungsempfindliche Böden aufweisen.

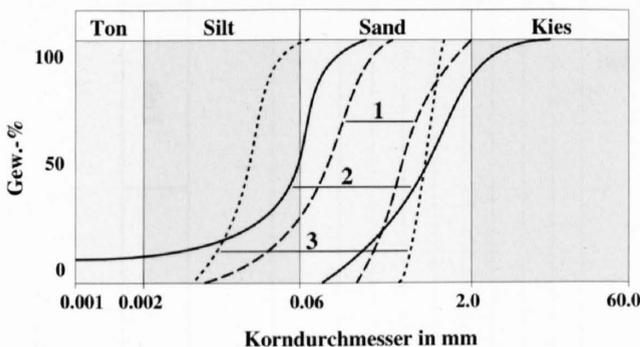
In den Figuren 3.40 und 3.41 sind für das Untersuchungsgebiet im St. Galler Rheintal typische Bodenprofile dargestellt. Der Untergrund im Profil 3.40 ist weder setzungsempfindlich noch anfällig auf Verflüssigung. Im Gegensatz dazu handelt es sich im Profil 3.41 um einen setzungsempfindlichen Untergrund.

Bodenverflüssigung

Die Figur 3.37 zeigt das Verflüssigungspotential der Böden bei einem Erdbeben der Intensität VIII. Bodenverflüssigung kann bei stärkeren Erdbeben in wassergesättigten, sandigen und siltigen Böden auftreten (siehe Kap. 2.3.3.3). Die Gefährdung für Bauwerke besteht darin, dass sie in den Baugrund einsinken oder sich zur Seite neigen können. Unterirdische Bauwerke können aufschwimmen.

Das Verflüssigungspotential kann durch Laborversuche berechnet oder durch Feldversuche bestimmt werden (STUDER & ZIEGLER, 1986; Fig. 3.38).

Bei der Berechnung des Verflüssigungspotentials wird in einem ersten Schritt die durch das Erdbeben verursachte zyklische Schubspannung τ für verschiedene Tiefen berechnet sowie deren äquivalente Anzahl harmonischer Schwingungen bestimmt. Im zweiten Schritt wird die zyklische Schubspannung, die zur Verflüssigung führt, bestimmt.

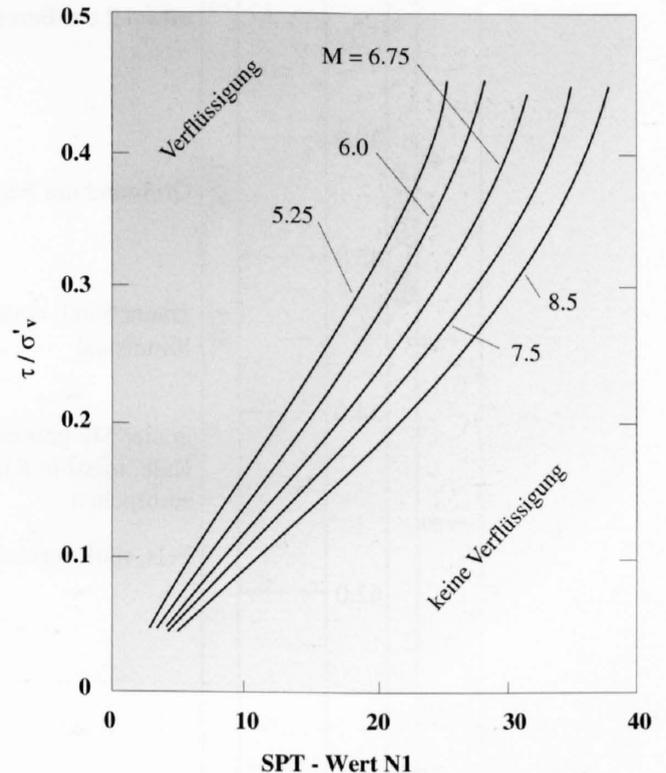


Figur 3.38: Kornverteilungsbereich von Böden, die sich verflüssigen können. Die Kurven 1 und 2 sind Umhüllende von Sanden aus Japan, die sich unter Erdbebeneinwirkung verflüssigt haben. Der Bereich 3 basiert auf Laborversuchen (nach FINN, 1972).

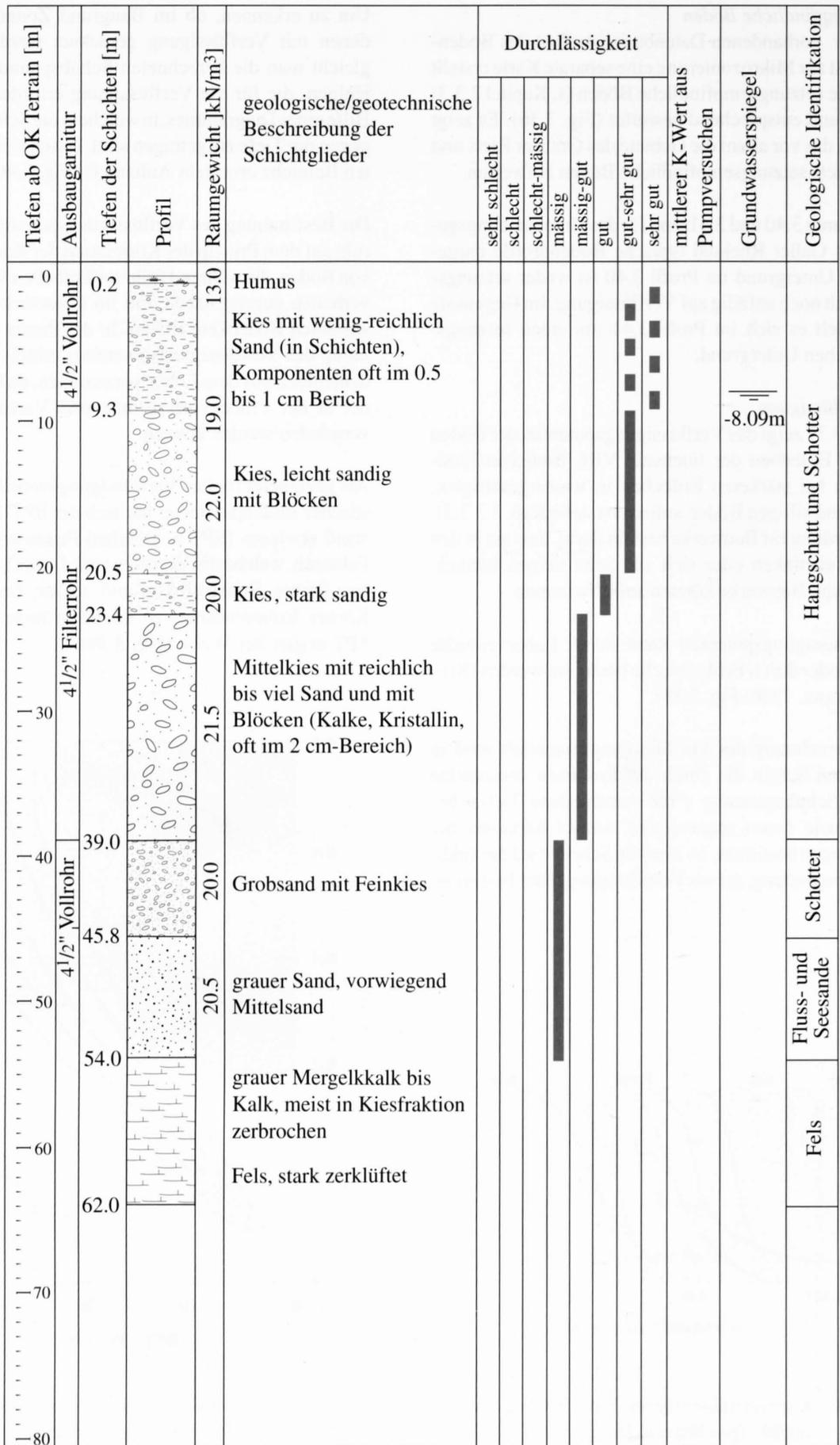
Um zu erkennen, ob im Baugrund Zonen vorliegen, in denen mit Verflüssigung gerechnet werden muss, vergleicht man die berechneten Schubspannungen mit denjenigen, die für die Verflüssigung erforderlich sind. Mit Hilfe eines Diagrammes, in welchem die Schubspannungen gegen die Tiefe aufgetragen sind, lassen sich die gefährdeten Bereiche ermitteln (Anhang G, Fig. 3.40 und 3.41).

Die Bestimmung des Verflüssigungspotentials im Feld beruht auf dem Prinzip der Korrelation der Bodenkennziffern von Böden, die während früherer Erdbeben Verflüssigungsverhalten gezeigt haben, mit im Untersuchungsgebiet bestimmten Bodenkennziffern. In der Praxis ist die Bestimmung des Verflüssigungspotentials mittels Feldmethoden denjenigen aus dem Labor vorzuziehen, da Fehler, begründet in der Probenvorbereitung und Versuchsanordnung, vermieden werden können.

Als geeigneter für das Verflüssigungsverhalten charakteristischer Bodenparameter hat sich der SPT-Eindringwiderstand erwiesen (SPT = Standard-Penetrations-Test). Alle Faktoren, welche die Verflüssigung beeinflussen, z.B. relative Dichte, Bodenstruktur und -textur, Zementierung der Körner, Ruhedruckbeiwert K_0 , beeinflussen die Werte des SPT in gleicher Weise (Fig. 3.39).



Figur 3.39: Korrelation zwischen dem Verflüssigungsverhalten von Sand und dem bezüglich der Tiefe von 1 Fuss (1 Fuss = 0.305 m) normierten SPT-Eindringwiderstand N_1 . Extrapolierte Kurve für verschiedene Erdbebenmagnituden (nach SEED & IDRIS, 1982).



Figur 3.40: Bohrprofil eines Untergrundes, der weder setzungsempfindlich noch anfällig auf Verflüssigung ist (St. Galler Rheintal; Aufnahme M.KOBEL + PARTNER AG).

4 DISKUSSION UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

4.1 Wichtigste Resultate

4.1.1 Standortbedingte Unterschiede in den makroseismischen Intensitäten

Der systematische Vergleich der beobachteten makroseismischen Erdbebenintensitäten mit den regional berechneten Werten hat standortsbedingte Unterschiede aufgezeigt, die wesentlich grösser sind als bisher angenommen wurde. Die seismischen MSK-Intensitäten können in einer Region wie dem St. Galler Rheintal in einem Bereich von 2 bis 3 Einheiten variieren.

4.1.2 Korrelationen, relevante Einflussgrössen

Die statistischen Korrelationsvergleiche haben gezeigt, dass die standortspezifischen Intensitätsabweichungen signifikant von den geologischen Untergrundsverhältnissen abhängig sind.

Als wichtige Einflussgrössen erweisen sich die geotechnischen Eigenschaften der Gesteine. Entscheidend ist, ob Fels oder Lockergesteine vorherrschen.

- Im Gegensatz zum Felsgestein verstärken Lockergesteinsablagerungen die Intensität wesentlich.
- Bei Lockergesteinen weisen insbesondere feinkörnige, lockergelagerte Sedimente die höchsten Intensitätsverstärkungen bei Erdbebenerschütterung auf.
- Dichter gelagerte sowie auch grobkörnige Ablagerungen heben sich vom regionalen Gefährdungsbild kaum ab.
- Sehr wichtig ist auch die Lage des Grundwasserspiegels. Sein Einfluss ist insbesondere in den obersten 10 m der Bodensäule dominierend.
- Die Lockergesteinsmächtigkeit ist ein weiterer wichtiger Einflussfaktor, der aufgrund der dominierenden Frequenz und der häufigsten Gebäudetypen vor allem bei Mächtigkeiten zwischen 50 m und 200 m wichtig wird.

4.1.3 Hanginstabilitäten

Hänge werden in ihrer Standsicherheit vor allem durch den ansteigenden Porenwasserdruck in der Gleitebene während den Erdbebenerschütterungen geschwächt.

Ob und wann ein bestimmter Rutschkörper direkt von einem Erdbeben ausgelöst wird, kann kaum prognostiziert werden, da über die meisten Hanginstabilitäten nicht genü-

gend genaue räumliche und geotechnische Parameter bekannt sind.

Generell kann aber festgestellt werden, dass ab der Intensität VI der negative Einfluss auf die Standsicherheit von Hängen entscheidend zunimmt.

4.1.4 Methode der Mikrozonierung

Die Methode der gewichteten Zuweisung von Intensitätskorrekturwerte zu geologischen Bodeneigenschaften zeigt sich anhand der dargestellten Beispiele als gangbaren Weg der seismischen Mikrozonierung. Sie beruht nicht auf theoretischen Simulationen sondern auf effektiven Beobachtungen von Erdbebenereignissen (Schadenbilder von Gebäuden, Wirkung auf Personen, Effekte in der Natur/Geologie; (PAVONI, 1977) mit Epizentral-Intensitäten in einem Bereich von IV bis VIII. Die Qualität der Zonierung hängt aber entscheidend von einer guten, flächendeckenden geologischen Datenbasis ab und dem daraus abgeleiteten Bodenmodell.

Bei der Verwendung der Erdbebenintensitäten (I-MSK) ist deren Fehlerbreite zu berücksichtigen. Es treten dabei die folgenden grundsätzlichen Fehlerklassen auf. Einerseits ist die Fehlerbreite der Intensitäten aus dem Erdbebenkatalog zeitabhängig. Sie beträgt für die Ereignisse der letzten 20 Jahre eine halbe Intensitätseinheit, für Ereignisse bis zurück ins Jahr 1900 eine Intensitätseinheit und für weiter zurückliegende Ereignisse mehr als eine Intensitätseinheit (für die vorliegende Untersuchung sind Intensitätsdaten nach 1900 verwendet worden). Andererseits liegt ein Fehler in der Methode der Intensitätsbestimmung selbst. Die Intensitätsskala ist durch ganze Stufen definiert (keine Zwischenstufen), was einen möglichen Fehler von maximal einer Intensitätseinheit in sich bergen kann. Einzelbeobachtungen haben tendenziell einen grösseren Fehler (die Figuren 3.1 bis 3.6 zeigen den möglichen Fehler bei der Verwendung von Einzelbeobachtungen). Bei der Streuung der Intensitätsabweichungen in einer bestimmten Region ist von vornherein nicht klar, ob dies mit der Geologie zusammenhängt. Die Sicherheit der Korrelationen (Kap. 3.1.2) weist aber auf diesen eindeutigen Zusammenhang hin. Erstaunlich ist bei den Verteilungen die konsistente Standardabweichung zwischen 0.84 und 0.90. Dieser Wert widerspiegelt etwa den numerischen Fehler der Methode.

Die Intensitätsabweichungen beziehen sich auf eine bestimmte Region, dies muss bei der Übertragung der Korrek-

turwerte berücksichtigt werden. Der Vergleich mit seismischen Zonierungen in anderen Regionen und zum Teil etwas anderen methodischen Ansätzen (Basel, FÄH 1996; Oberwallis, CRSFA in Vorb.; Solothurn, AWW 1997) zeigen, dass die Intensitätsabweichungen (Stärke, Tendenz) ähnliche Grössenordnung aufweisen. Neuste Messungen (Beschleunigung und Frequenz) des Starkbebenetzes (SMIT 1994, 1997 unpubl.) im St. Galler Rheintal und im Oberwallis (vgl. Fig. 4.1; standortspezifische Unterschiede im Bereich von eins bis zwei Intensitäten [MSK]) untermauern das aufgrund der Intensitätsabweichungen ermittelte Verhalten der Böden.

Der Aufwand und die Genauigkeit der Korrekturkarten richten sich nach dem Massstab, der geotechnischen Datengrundlage und dem Verwendungszweck einer Gefährdungsanalyse. Übersichtskarten, die erlauben, Gebiete mit höherer Gefährdung für weitere Untersuchungen auszuscheiden, können mittels Karten im Massstab 1:25'000 bis 1:200'000 durchgeführt werden (Bsp. Obwaldner Haupttal, Kanton Solothurn). Die alleinige Verwendung der geotechnischen Karte 1:200'000 eignet sich nur sehr bedingt (nur Darstellung der Oberflächengeologie, beschränkte Genauigkeit, Bodenklassen der Lockergesteine zu stark zusammengefasst). Bauwerksspezifische Erdbeben-Mikrozonierungen erfordern weit detailliertere und umfangreichere Unterlagen, ideal sind Karten im Massstab 1:5'000 oder 1:10'000, kombiniert mit Baugrunduntersuchungen und hydrogeologischen Angaben (Bsp. Rheintal und Alpnach-Eichiried).

Zur Mikrozonierung gehören in entsprechend gefährdeten Gebieten auch Karten, welche die Setzungsempfindlichkeit und die Gefährdung durch Bodenverflüssigung aufzeigen. In potentiellen Rutsch- und Felssturzgebieten sind die bestehenden kritischen Bewegungskörper in die Gefährdungsanalyse miteinzubeziehen. Hänge auszuschneiden, die bei einem bestimmten Erdbebenereignis Rutschmassen ausbilden werden, ist nicht möglich.

4.2 Ausblick

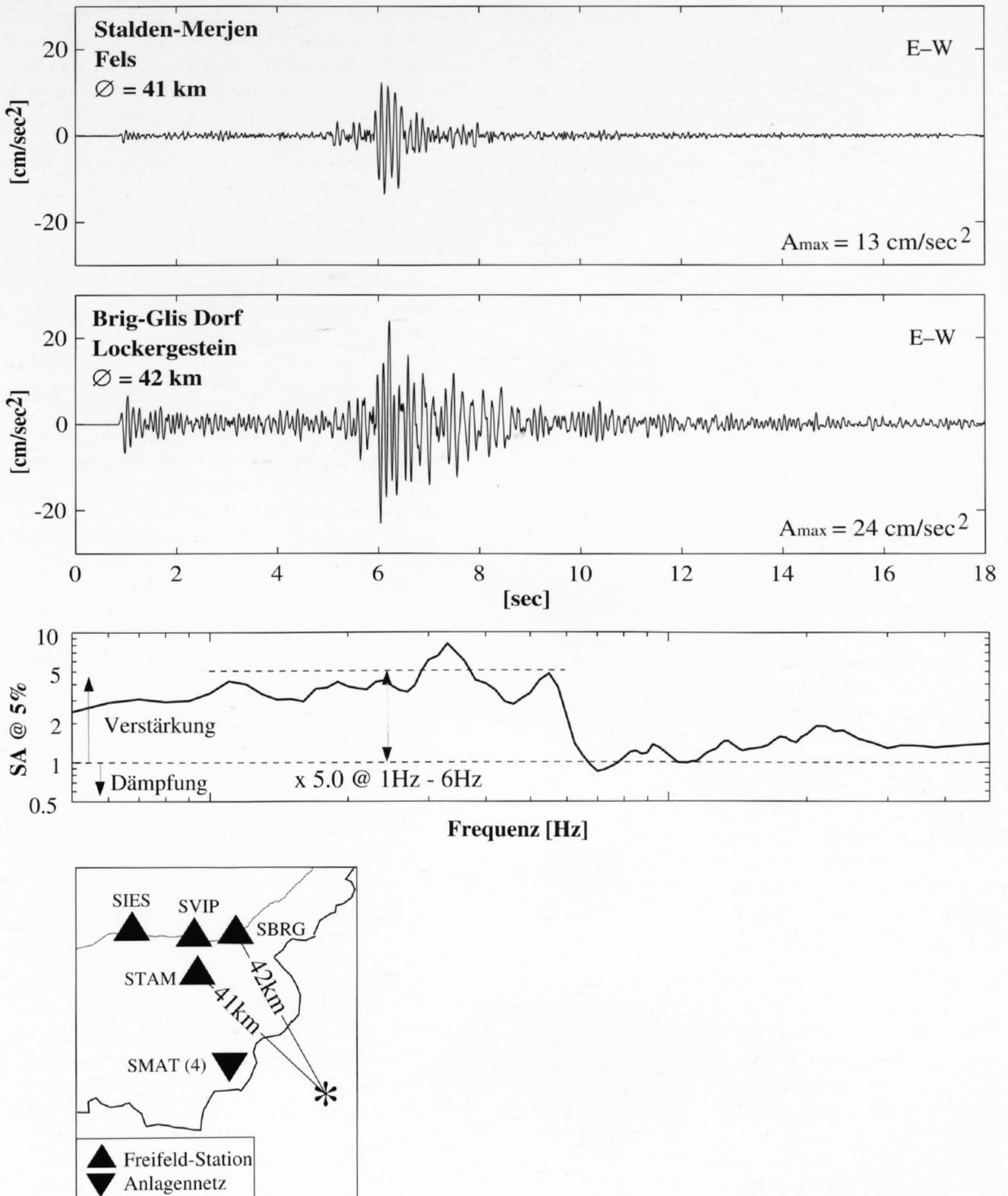
Die lokale Variationsbreite von zwei MSK-Intensitäten entspricht bei der Umrechnung in Beschleunigungswerte einem Faktor vier. Das bedeutet, dass die Erdbebengefährdung in Abhängigkeit des geologischen Untergrundes lokal die ähnliche Differenz aufweisen kann, wie sie bei der heute verwendeten Erdbebenzonenkarte der Schweiz zwischen der Zone 1 (geringste Gefährdung) und der Zone 3b (grösste Gefährdung) ausgeschieden wird. So sind diese bodenspezifischen Effekte künftig in eine Gefährdungsanalyse vermehrt miteinzubeziehen. Dies vor allem wenn es sich um Standorte mit entsprechend kritischen Böden handelt.

Gerade hinsichtlich der Verwendung im Bauwesen muss angestrebt werden, diese intensitätsbezogenen Aussagen mit Bodenunruhemessungen und numerischen Simulationen zu koppeln, um als Ziel auch spezifische Beschleunigungsspektren zu erhalten.

In dieser Arbeit ist ein methodisch- und resultatsgewichteter Beitrag zur seismischen Mikrozonierung erstellt worden. Für die rationelle Weiterverwendung der Karten von Mikrozonierungen sowie die optimale Darstellung stehen heute aufwendige Informationssysteme zur Verfügung.

Die Erdbeben-Mikrozonierungskarten können für folgende Zwecke verwendet werden:

- als Grundlage für die Richtplanung zur präventiven Risikoverminderung
- als Beurteilungsgrundlage für nähere Untersuchungen in besonders gefährdeten Gebieten
- für die Überprüfung der Sicherheit von Bauwerken mit hohem Infrastrukturwert
- als Grundlage zur Ermittlung von bauphysikalisch relevanten Bemessungsgrössen für den Bauingenieur
- als Gefahrenhinweiskarte z.B. für den kantonalen zivilen Führungsstab zur Erkennung und Beurteilung von potentiellen Risikozonen (Gefährdung sensibler Objekte, Anlagen und Verbindungen)
- als Beurteilungsgrundlage für den Einsatz der Mittel von Rettungs- und Wehrdiensten (Szenario-Training in Stabsübungen).



Figur 4.1: Die Grafik zeigt die Aufzeichnung des Domodossola Bebens ($M_l = 4.4$, 14. Juni 1993 12:28 UTC) zweier Stationen im Oberwallis. Die Station Stalden-Merjen liegt auf Fels (Gneise und Schiefer) mit geringmächtiger Moränenbedeckung. Die Station Brig-Glis Dorf liegt über mächtigen Lockergesteinsablagerungen (80–100 m Kiese, Sande und z.T. feinkörnige Überschwemmungsablagerungen) mit geringem Terrainabstand des Grundwasserspiegels. Darunter ist der Vergleich der 5% Verhaltensspektralen (SA @ 5%) der beiden Registrierungen dargestellt. Der Standort Brig-Glis (Lockergestein) weist gegenüber Stalden-Merjen (Fels) Amplifikationen bis zu einem Faktor 8 auf. Die registrierte maximale Beschleunigung A_{max} beträgt für Stalden 13 cm/sec^2 , für Brig 24 cm/sec^2 (Aufbereitung der Daten: P. Smit, Schweiz. Erdbebendienst 1997).

LITERATUR

- AMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (AWW) des Kantons Solothurn (1996): Erdbebengefährdung des Kantons Solothurn – Voruntersuchung für die seismische Zonierung des Kantons Solothurn. Bericht Nr. 4596-1, Beer & Büchi, Bern.
- AMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (AWW) des Kantons Solothurn (1997): Erdbebengefährdung des Kantons Solothurn – Bezirke Gäu, Olten Gösgen. Bericht - Erläuterungen zur Karte, Nr. 4596-2, Beer & Büchi, Bern.
- AMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (AWW) des Kantons Solothurn (1997): Erdbebengefährdung des Kantons Solothurn – Bezirke Gäu, Olten Gösgen. Anleitung zum Gebrauch und zur Umsetzung der Karten für das Bauingenieurwesen, Nr. 4596-2, Beer & Büchi, Bern.
- BACHMANN, H. (1995): Erdbebensicherung von Bauwerken. Birkhäuser Verlag, Basel.
- BAROSH, P.J. (1966): Use of Seismic Intensity Data to Predict Damage from Earthquakes and Underground Nuclear Explosions. Technical Letter, NTS-169, U.S.Geological Survey, Colorado.
- BECK, J.R. & HALL, J.F. (1986): Factors Contributing to the Catastrophe in Mexiko City during the Earthquake of September 19, 1985. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 593-596.
- BEER, CH., FRISCHKNECHT, C. & RÜTTENER, E. (1993): Integrated Study of Soil Parameters and Earthquake Hazard for the Kanton Obwalden. Contribution of European Engineers to Reduction of natural Hazard, FEANI, SIA, EPFL, Lausanne.
- BEER, CH. & RÜTTENER, E. (1994): Erdbebengefährdung und Hanginstabilitäten. European Community Programme on Cooperation between universities and industry regarding training in the field of technology COMETT & Continuing Education in Technology CONTEC, Kurs Nr. 7793/5, ETH-Z.
- BEER, CH. & SCHINDLER, C. (1996): Einfluss der lokalen geologischen Verhältnisse auf die Erdbebenzonierung (Beispiel St. Galler Rheintal). *Tremblement de terre dans l'Arc alpin: effets, préventions*, IKB, Sion.
- BEER, CH. (1996): Erdbebengefährdung in Abhängigkeit vom geologischen Untergrund. In Tagungsheft, Symposium: Naturgefahren, 176. Jahresvers. SANW, Zürich.
- BEER, CH. (1996): Erdbeben-Mikrozonierung in der Region Nidwalden und Obwalden. *Schweiz. Ges. f. Boden- und Felsmechanik*, Tagungsbericht, Luzern.
- BEER, CH. (1997): Neues Bild der Erdbebengefährdung aufgrund seismischer Mikrozonierung - Beispiel St. Galler Rheintal. *Bull. angew. Geol.* 2/1, 3-21, SFIG, Zürich.
- BENDER, B. & PERKINS, D.M. (1987): Seisrisk III: A Computer Program for Seismic Hazard Estimation. *Bull. U.S. geol. Surv.* 1772, Denver, Colorado.
- BENZ, F. (1948): Geologie des Sarnersee-Gebietes. *Eclogae geol. Helv.*, 41, 1-79.
- BISHOP, A. W. (1955): The Use of the Composite the Slip Circles in the Stability Analysis of Earth Slopes. *Geotechnique*, Vol.5, 7-15, Paris.
- BLAU, R.V., FISCH, W., HUFSCHEID, P., TRUEB, E. & WERNER, A. (1983): Modellstudie zur Bestimmung des Grundwasserdargebotes im Testgebiet Emmental, Zusammenfassender Schlussbericht. *Gas-Wasser-Abwasser*, Jg. 63. Nr. 9, 439-467.
- BLAU, R.V., MUCHEBERGER, F., TRUEB, E., WERNER, A. & WÜRSTEN, M. (1984): Quantitative Erkundung von Lockergesteins-Grundwasserleitern am Beispiel Emmental, *Handbuch. Gas-Wasser-Abwasser*, Jg. 64. Nr. 5, 249-384.
- BLAU, R.V., WERNER, A., WÜRSTEN, M., KOBUS, H., SÖLL, T., ZOBRI, J. & HUFSCHEID, P. (1991): Natürlicher und künstlicher Wärmeeintrag - Auswirkungen auf den Grundwasserhaushalt (Testareal Kirchberg). *Gas-Wasser-Abwasser*, Jg. 71. Nr. 1 + 3, 77-138.
- BOATWRIGHT, J. et al. (1991): Ground Motion Amplification in the Marina District. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 81, 1980-1997.
- BUNDESAMT FÜR LANDESTOPOGRAPHIE (1992): Digitales Höhenmodell DHM25, Bl. 1170 (Alpnach), 1190 (Melchtal). Bern.
- BUNDESAMT FÜR STATISTIK (1992): Arealstatistik der Schweiz 1979/85.
- BUNDESAMT FÜR STATISTIK (1996): Gebäude und Wohnungserhebung 1990.
- BUNDESAMT FÜR UMWELT, WALD UND LANDSCHAFT - BUWAL (1995): Symbolbalken zur Kartierung der Phänomene. *Naturgefahren - Empfehlungen*, Mitteilungen Nr. 6, Bern.
- BUNDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT, ED. BUNDESAMT FÜR STATISTIK (1990): Vereinfachte Geotechnische Karte der Schweiz, 1:200'000.
- BUNDESAMTES FÜR ZIVILSCHUTZ (1994): Welche Naturrisiken bedrohen die Gesellschaft? Infoheft RP1/94, Bern
- BUNDESAMTES FÜR ZIVILSCHUTZ (1995): Katastrophen und Notlagen in der Schweiz, eine vergleichende Übersicht. Bericht KATANOS, BZS, Bern.
- CHRISTIE, F. (1991): Proceedings of the Forth International Conference on Seismic Zonation. Stanford University, California.

- COLOMBI, C. et al. (1984): Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 7./8. Oktober 1984. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 78, 205-214.
- COMITÉ EUROPÉEN DE NORMALISATION - CEN (1994): Eurocode 8 - Design provisions for earthquake resistance of structures - Part 5: Foundations, retaining structures and geotechnical aspects. European prestandard, ENV 1998-5, Brussels.
- CORNELL, C.A. (1968): Engineering Seismic Risk Analysis. - *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 58, 1563-1606.
- D'ELIA, B. (1992): Dynamic aspects of a landslide reactivated by the November 23, 1980 Irpinia earthquake (Southern Italy). Proceedings of the French-Italian conference on slope stability in seismic areas, Bordighera.
- DUMA, G. (1994): Proceedings of the 19th International Conference on Earthquake Engineering. Central Inst. f. Meteorology and Geodynamics, Vienna.
- DR. VON MOOS AG (1990) unpubl.: Nr. 5089/3, Bemerkungen zur Tektonik zwischen Brünigpass und Sarnen. Dr. von Moos AG, Geotechnisches Büro, Zürich, Nr. 5089/3.
- ESTOPPEY, D. (1995): Geologische Untersuchungen des Drachenrieds und Bergsturzes Kernwald. Unpubl. Diplomarbeit, Geologisches Inst., Ingenieurgeologie ETH, Zürich.
- EVERNDEN, J.F. & THOMSEN, J.M. (1985): Predicting Seismic Intensities. In: Ziony, J.I. (Ed.): Evaluating Earthquake Hazards in the Los Angeles Region - An Earth-Science Perspective. U.S. geol. Surv. Professional Paper 1360, Washington.
- FÄH, D. (1985): Seismische Mikrozonierung der Schweiz. Diplomarbeit am Institut für Geophysik, ETH Zürich.
- FÄH, D., NOACK, T., KRUSPAN, P., RÜTTENER, E. (1996): Microzonation of the city of Basel based on numerical simulation and in-situ measurements. Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering, Acapulco, Mexico.
- FACCIOLI, E. & PECKER, A. (1992): Proceedings of the French-Italian Conference on Slope Stability in Seismic Areas. ANIDIS, Bordighera.
- FELBER, P. J. (1984): Der Dogger der Zentral-Schweizer Klippen. *Mitt. geol. Inst. ETH und Univ. Zürich*, N.F. 246.
- FENELLI, G.B., PICARELLI, L. & SILVESTRI, F. (1992): Deformation process of a hill shaken by the Irpinia earthquake in 1980. Proceedings of the French-Italian conference on slope stability in seismic areas, Bordighera.
- FINN, W.D.L. (1972): Soil dynamics and liquefaction of Sand. Proc. of the Int. Conf. on Microzonation for safer Construction - Research and Application, Seattle, Washington.
- FRISCHKNECHT, C. (1996): La vallée du Rhône (région de Sion). Unpubl. Teilbericht zum Schlussbericht PNR-31: Contribution à l'analyse des Risques sismiques en Suisse en relation avec les formations géologiques. CERG, Genève.
- GEOLOGISCHES LANDESAMT (GLA) Baden-Württemberg (1988): Erdbebensicheres Bauen - Planungshilfe für Bauherren, Architekten und Ingenieure. 2. Aufl. Innenministerium Baden-Württemberg, Landesstelle für Bau-
statik, Tübingen / Landeserdbebendienst Freiburg.
- GUTENBERG, B. & RICHTER, C.F. (1956): Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 46, 105-145.
- HANTKE, R. (1961): Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. *Vjschr. natf. Ges. Zürich*, N.F. 246.
- HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete, Bd. 2. Ott Verlag, Thun.
- HAUBER, L. & PFIRTER, U. (1992): Erläuterungen zur hydrogeologischen Karte der Schweiz 1:100'000. Blatt 4, Biel. Schweiz. Geotechn. Kommission, Zürich.
- IMFELD, W. (1976): Streifzüge in und um Lungern. Lungern.
- IMHOF, E. (1978): Die Delkeskamp-Karte aus den Jahren 1830-1835: Malerisches Relief des klassischen Bodens der Schweiz nach der Natur gezeichnet von Friederich Wilhelm Deleskamp. Dietikon ZH.
- JANBU, N. (1955): Application of Composite Slip circles for Stability Analysis. Proc. Europ. Conf. of Stability of Earth Slopes, Vol. 3, Stockholm.
- JÄCKLI, H. & KEMPF, TH. (1972): Erläuterungen zur hydrogeologischen Karte der Schweiz 1:100'000. Blatt 1, Bötzingen - Beromünster. Schweiz. Geotechn. Kommission, Zürich.
- KANTONALES AMT FÜR ZIVILSCHUTZ SCHAFFHAUSEN (1995): Abschätzung der geologisch bedingten Gefährdung der Region entlang des Thur-Laufes als Grundlage zur Erstellung von Katastrophenszenarien. Bericht Nr. 8295-1, Beer & Büchi, Bern.
- KANTONALES OBERFORSTAMT OBWALDEN (1980): Geologische Karte des Kantons Obwalden 1:50'000. Aerni Leuch AG, Liebefeld/Bern.
- KOBEL, M. (1994): Hydrogeologische Profile durch das Rheintal. In: Erläuterungen zur hydrogeologischen Karte der Schweiz 1:100'000, Blatt Toggenburg, Nr. 5. Schweiz. Geotechn. Kommission, Zürich.
- LANG, H.J. & HUDER, J. (1990): Bodenmechanik und Grundbau. Das Verhalten der Böden und die wichtigsten grundbaulichen Konzepte. 4. überarbeitete und erweiterte Auflage. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- LATELTIN, O., BEER, CH, CARON, C., RAETZO, H. (1997): Instabilités de pentes en terrain de Flysch et changements climatiques. PNR31, Schweiz Nationalfonds, vdf, Zürich.
- LAUBSCHER, H. (1961): Die Fernschubhypothese der Jura-faltung. *Eclogae geol. Helv.* 54/1, 221-282.
- MAYER-ROSA, D., SCHINDLER, C., WAGNER, J.J., BEER, CH., FÄH, D., FRISCHKNECHT, C. RÜTTENER, E. (1995/97): Beitrag zur Erforschung des Erdbebenrisikos in Abhängigkeit vom geologischen Untergrund. NFP31, Schweiz. Nationalfonds, vdf, Zürich.
- MEDVEDEV, S. V., SPONHEUER, W. & KARNIK, V. (1964): Seismic Intensity Scale. *Acad. sci. USSR, Sov. Geophys. Comm.*
- MOHAMMADIOUN, B. (1991): Proceedings of the International Conference on Seismic Hazard Determination in Areas with Moderate Seismicity. French Assoc. f. Earthquake Engineering, Saint-Rémy-lès Chevreuse.

- MOHLER, H. (1966): Stratigraphische Untersuchungen in den Giswiler Klippen (Préalpes Médiannes) und ihrer helvetisch-ultrahelvetischen Unterlage. Beitr. geol. Karte der Schweiz, N.F. 129.
- MORA, S., LEROI, E., DURAND, F., ASTE, J.P. & MOUROU, P. (1992): Earthquake sensitivity of the Purscal landslide, Costa Rica. Proceedings of the French-Italian conference on slope stability in seismic areas, Bordighera.
- MURPHY, L. M., PENNINGTON, W. D., POWELL, L. A., UNGER, W. L., GUZMÁN, M., HASKOV, J., SINGH, S. K., VALDÉS, C., YAMAMOTO, J. (1980): A First Report on the Petatlán, Guerrero, Mexico Earthquake of 14. March 1979. Geophys. Res. Lett. 7, 97-100.
- NEWMARK, N.M. (1965): Effects of earthquakes on dams and embankments. Géotechnique 15, No. 2, 139-160.
- PAVONI, N. (1977): Erdbeben im Gebiet der Schweiz. Eclogae Geol. Helv., 70, 351-370.
- RICKENBACHER, M. (1992): Das digitale Höhenmodell DHM25 und seine möglichen Anwendungen in der amtlichen Vermessung. Photogrammetrie und Landinformationssysteme in der RAV, 30. Juni-3. Juli 1992, EPFL, Lausanne.
- RIEDWYL, H. (1978): Angewandte mathematische Statistik in Wissenschaft, Administration und Technik. Verlag Paul Haupt, Bern.
- RÖSLI, U. (1990): Vereinfachte Geotechnische Karte der Schweiz, Erfassung auf ARC/INFO. Bundesamt für Wasserwirtschaft, Bern.
- RÜTTENER, E. & BEER, CH. (1994): Seismizität und seismische Gefährdung in der Nordschweiz. In 11. Bodensee-Tagung Ingenieurgeologie, Naturgefahren - Risikoanalysen - Schutzkonzepte, Schweiz. Fachgruppe der Ingenieurgeologen/Fachsektion Ingenieurgeologie der DGG / Arbeitsgruppe Ingenieurgeologie der ÖGG, Romanshorn.
- RÜTTENER, E. (1995): Earthquake Hazard Evaluation for Switzerland. Matériaux pour la Géologie de la Suisse, Géophysique Nr. 29, Commission Suisse de Géophysique, Zürich.
- SÄGESSER, R. & MAYER-ROSA, D. (1978): Erdbebengefährdung in der Schweiz. Schweizerische Bauzeitung, Heft 7.
- SÄGESSER, R. & MAYER-ROSA, D. (1978): Erdbebengefährdung in der Schweiz. Schweizerische Bauzeitung, 98/7, 107-123, Zürich.
- SCHAAD, W. (1988): Erdbebenszenarien Schweiz. Schweiz. Pool für Erdbebenversicherung, Bern.
- SCHUCHZER, J. J. (1712): Nova Helvetiae Tabula geographica, 1:238'000. ETH-Bibl. Zürich.
- SCHINDLER, C. (1980): Geologisch-geotechnische Voruntersuchungen der N8 zwischen Sarnen und dem Brünigpass. Strasse und Verkehr 5.
- SCHINDLER, C., BEER, CH., MAYER-ROSA, D., RÜTTENER, E., WAGNER, J.J., JAQUET, J.M., FRISCHKNECHT, C. (1995): SIG appliqué au zonage sismique - Exemple du Canton d'Obwald. GeoloGIS-CH '95, Bern.
- SCHINDLER, C., BEER, CH., MAYER-ROSA, D., RÜTTENER, E., WAGNER, J.J., JAQUET, J.M., FRISCHKNECHT, C. (1996): Integrierte Auswertung von seismischen und bodenspezifischen Parameter: Gefährdungskarten im Kanton Obwalden. Landeshydrologie und -geologie, Geologische Berichte, Nr 19, Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft, Bern.
- SCHINDLER, C., BEER, CH., MAYER-ROSA, D., RÜTTENER, E., WAGNER, J.J., JAQUET, J.M., FRISCHKNECHT, C. (1993): Earthquake Hazard Assessment in the Canton Obwalden using a Geographic Information System (GIS). In: Floods and Geological Hazards, Swiss National Committee of the UN-IDNDR, Report 1991-1993.
- SCHNEIDER, G. (1992): Erdbebengefährdung. Wissenschaftl. Buchges., Darmstadt.
- SEED, H.B. & ALONSO G.J.L. (1974): Effects of soil structure interaction in the Caracas earthquake of 1967. Proc. First Venezuelan Conf. on Seismology and Earthquake Engineering.
- SEED, H.B. & IDRIS, I.M. (1982): Ground motion and soil liquefaction during earthquakes. Journal of the Geotechnical Engineering Division, ASCE, Vol. 105, No. GT2.
- SIA (1989): Betonbauten. SIA Norm 162, Schweiz. Ingenieur- und Architekten-Verein, Zürich.
- SIA (1989): Einwirkungen auf Tragwerke. SIA Norm 160, Schweiz. Ingenieur- und Architekten-Verein, Zürich.
- SIA (1995): Neue Normen in der Geotechnik. SIA Dokumentation D 0130, Schweiz. Ingenieur- und Architekten-Verein, Zürich.
- SIA (1996): Dynamische Probleme bei Brücken- und Hochbauten. SIA Dokumentation D 0138, Schweiz. Ingenieur- und Architekten-Verein, Zürich.
- SMIT, P., MAYER-ROSA, D. (1994): Das nationale Messnetz für starke Erdbeben in der Schweiz. Schweiz. Pool für Erdbebendeckung, 15. Geschäftsbericht 1993, 13-29.
- SPONHEUER, W. (1960): Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik. Freiburger Forschungsheft, C88.
- STAEGGER, D. (1944): Geologie der Wildhorngruppe zwischen Spiez und Lungern. Eclogae geol. Helv., 37, 99-188.
- STUDER, J. & ZIEGLER, A. (1986): Bodendynamik - Grundlagen, Kennziffern, Probleme. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- VAN DER KNAAP, W.G. M. (1992): The Vector to Raster Conversion (Mis)use in Geographical Information Systems. Int. J. of Geogr. Inform. Syst. Ed. Taylor & Francis, 6, 159-170.
- VONDERSCHMITT, L. (1923): Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 50.
- WALSER, G. (1769): Schweizer Geographie samt den Merkwürdigkeiten in den Alpen und hohen Bergen, zur Erläuterung Homannischen Charten herausgegeben - Bl. 6: Canton Unterwalden. Zürich 1770.
- WANNER, A., INGENIEUR UND STUDIENBÜRO, BURGENDORF (1981): Grundlagen für die siedlungswirtschaftliche Planung des Kantons Bern: Hydrogeologie Emmental Teil III: Unteres Emmental. WEA, Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern.
- WILDBERGER, A. (1988): Der Bergrutsch vom 8. September 1986 bei Giswil. - Geologische und geotechnische Aspekte. Schweizer Ingenieur und Architekt, 106/24, 727-729.

- WILDBERGER, A., GRUNER, U. & SIEGENTHALER, U. (1982):
 Markierungsversuche und weitere hydrologische Untersu-
 chungen im Karst des Brienergrates und des Brünig-
 passes. Akten / natl. Kongr. Höhlenforsch., Schwyz,
 Sept. 1982, 249-267.
- WILLIE, L.A. & FILSON, J.R. (1989): Armenia Earthquake
 Reconnaissance Report. Earthquake Spectra, Special
 Supplement, 89-01, 175 pp.
- WINKLER, W. (1983): Stratigraphie, Sedimentologie und
 Sedimentpetrographie des Schlieren-Flysches (Zentral-
 schweiz). Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 158.
- WYLLIE, L.A. & FILSEN J.R. (Ed.) (1989): Armenia Earth-
 quake Reconnaissance Report. Earthquake Spectra, Spe-
 cial Supplement, 89-01.

ANHANG

A Erdbebenskala

Kurzfassung des MSK-Intensitätsskala (aus PAVONI, 1977)

Grad	Stärke	Wirkung auf Personen	Gebäude	Natur
I	unmerklich	nicht verspürt		
II	sehr leicht	vereinzelt verspürt		
III	leicht	vor allem von ruhenden Personen deutlich verspürt		
IV	mässig stark	in Häusern allgemein verspürt	Fenster klirren	
V	ziemlich stark	im Freien allgemein verspürt	Verputz an Häusern bröckelt ab, hängende Gegenstände pendeln, Verschieben von Bildern	
VI	stark	erschreckend	Kamine und Verputz beschädigt	vereinzelt Risse im feuchten Boden
VII	sehr stark	viele flüchten ins Freie	mässige Schäden, vor allem an schlechten Gebäuden, Kamine fallen herunter	vereinzelt Erdrutsche an steilen Hängen
VIII	zerstörend	allgemeiner Schreck	viele alte Häuser erleiden Schäden, Rohrleitungsbrüche	Veränderungen in Quellen, Erdrutsche an Strassen-dämmen
IX	verwüstend	Panik	starke Schäden an schwachen Gebäuden, Schäden auch an gut gebauten Häusern, Zerbrechen von unterirdischen Rohrleitungen	Bodenrisse, Bergstürze, viele Erdrutsche
X	vernichtend	allgemeine Panik	Backsteinbauten werden zerstört	Verbiegen von Eisenbahnschienen, Abgleiten von Lockerboden an Hängen, Aufstauen von Seen
XI	Katastrophe		nur wenige Gebäude halten stand, Rohrleitungen brechen	umfangreiche Veränderungen des Erdbodens, Flutwelle
XII	grosse Katastrophe		Hoch- und Tiefbauten werden total zerstört	tiefgreifende Umgestaltung der Erdoberfläche, Flutwellen

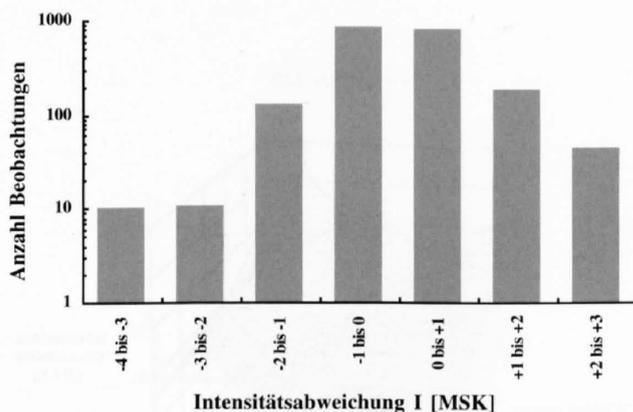
B Erdbebenbeobachtungen

Verwendete Erdbeben-Intensitätsbeobachtungen für die Untersuchungen im St. Galler Rheintal (Datengrundlage: 470 Erdbebenereignisse / 2038 Einzelbeobachtungen, Auszug aus dem Erdbebenkatalog des Schweizerischen Erdbebendienstes SED).

Standort			Intensitätsabweichung					
Koord-E	Koord-N	Gemeinde	ΔI Mittel	ΔI min	ΔI max	ΔI Variationsbreite	Standardabweichung	Beobachtungen
755.5	190.4	Felsberg	-0.23	-0.4	-0.2	0.2	0.10	20
759.3	191	Chur	-0.16	-2.2	0.8	3	0.71	401
759.1	194.1	Haldenstein	0.00	0	0	0	0.00	7
759.6	199.6	Untervaz	-0.68	-0.9	-0.4	0.5	0.21	12
769.4	206.1	Fanas	-1.10	-1.1	-1.1	0	0.00	3
756.9	206.3	Vättis	0.00	-0.4	0.4	0.8	0.40	3
767.2	206.6	Seewis Dorf	-0.39	-0.5	-0.3	0.2	0.10	6
761	207.8	Jenins	-0.90	-0.9	-0.9	0	0.00	3
756.9	207.9	Bad Ragaz	0.12	-0.8	1.2	2	0.52	53
759.1	208.4	Maienfeld	-0.02	-0.5	0.2	0.7	0.25	14
753	210.1	Vilters	0.10	-0.2	0.3	0.5	0.23	12
753	210.1	Wangs	0.23	-0.2	0.3	0.5	0.25	27
757.7	210.4	Fläsch	-0.12	-0.2	0.8	1	0.43	13
750.5	212.5	Heiligkreuz (Mels)	0.23	-0.1	1.2	1.3	0.65	4
750.5	212.5	Mels	0.14	-0.6	1.7	2.3	0.67	25
752.1	212.7	Sargans	-0.08	-1.7	1.7	3.4	0.88	33
755.3	217.8	Azmoos	-0.51	-0.8	0.1	0.9	0.37	18
755.3	217.8	Truebbach	-1.22	-2.9	-0.8	2.1	0.97	6
755.2	221	Sevelen	-0.04	-0.7	1.6	2.3	0.84	24
754.1	225.8	Buchs SG	0.31	-1.2	2	3.2	0.84	27
751.9	227.7	Grabs	-0.01	-1.8	1.4	3.2	1.04	34
751.8	230.1	Gams	-0.07	-1.8	0.3	2.1	0.86	18
756.3	236.5	Haag (Rheintal)	-0.30	-0.4	-0.1	0.3	0.15	3
756.3	236.5	Salez	0.97	0.8	2.4	1.6	0.68	47
756.3	236.5	Sennwald	-0.54	-0.7	-0.3	0.4	0.17	8
749	244.1	Appenzell	0.06	-1.8	0.9	2.7	0.80	22
752.2	247.7	Gais	-0.80	-1.8	0.2	2	1.00	5
745.7	248.3	Haslen AI	0.10	-0.7	0.9	1.6	0.80	5
749.5	248.8	Buehler	0.20	-0.8	1.2	2	0.82	8
758.7	249.6	Altstätten SG	-0.48	-0.8	0.2	1	0.36	16
767.4	250.6	Diepoldsau	0.04	-0.5	1.3	1.8	0.73	13
747.1	250.7	Niederteufen	0.57	-0.9	1.4	2.3	1.04	8
747.1	250.7	Teufen AR	0.46	-0.6	2.4	3	0.92	34
761.9	252.1	Rebstein	-0.23	-1.6	0.8	2.4	1.02	10
752.9	252.8	Trogen	0.02	-1	1.2	2.2	0.82	13
765.7	252.9	Widnau	0.18	-0.8	1.3	2.1	0.76	13
763.8	253	Balgach	0.30	0.2	0.4	0.2	0.10	5
751.2	253.1	Speicher	-1.12	-1.8	0	1.8	0.64	9
746.2	254.6	St. Gallen	0.51	-1.9	2.3	4.2	0.98	153
754.2	254.8	Rehetobel	-0.50	-1.7	-0.1	1.6	0.80	10
764	255	Berneck	-0.22	-1.5	0.9	2.4	0.86	13
753.4	256.6	Eggersriet	-0.25	-1.7	1.2	2.9	1.07	14
758	256.9	Heiden	0.54	-0.6	2.7	3.3	1.34	25
756.2	257.4	Grub AR	-0.26	-0.9	0	0.9	0.45	4
763.2	257.7	Lachen AR	-0.28	-1.5	1.2	2.7	0.88	13
759.2	258	Wolfhalden	-0.40	-0.6	-0.2	0.4	0.20	5
765.5	258.1	St. Margrethen SG	-0.24	-1.5	0.8	2.3	0.77	18
746.3	258.7	Kronbühl	0.67	-0.3	1.2	1.5	0.66	8
746.3	258.7	Wittenbach	-0.63	-1.3	0.2	1.5	0.75	5

Standort			Intensitätsabweichung					
Koord-E	Koord-N	Gemeinde	ΔI Mittel	ΔI min	ΔI max	ΔI Variationsbreite	Standardabweichung	Beobachtungen
760.7	259.3	Altenrhein	0.35	-0.1	0.8	0.9	0.45	5
760.7	259.3	Thal	0.08	-0.2	1.1	1.3	0.59	13
749.6	259.5	Mörschwil	-1.10	-1.8	-0.4	1.4	0.70	5
762.1	259.5	Rheineck	-0.23	-1.5	0.8	2.3	0.88	15
752.8	260	Goldach	-0.10	-0.8	1	1.8	0.59	19
754.8	260.7	Rorschach	0.34	-1.7	1.7	3.4	0.89	54
751.7	261.4	Tuebach	0.77	0.2	1	0.8	0.40	4
752.5	262.4	Horn	-1.26	-1.7	-0.8	0.9	0.39	6
747.4	262.8	Roggwil TG	0.58	-0.3	2	2.3	0.88	10
750.8	263.3	Steinach	-0.80	-1.7	0.2	1.9	0.78	7
750	264.3	Arbon	0.90	0	2.2	2.2	0.87	22
748	266	Frasnacht	0.19	-1.1	1	2.1	0.66	23
746	267.4	Egnach	0.05	-0.8	0.9	1.7	0.85	5
746	267.4	Neukirch (Egnach)	-0.09	-0.8	0.3	1.1	0.45	10
746	267.4	Steinebrunn	0.75	-0.1	1.6	1.7	0.85	5
745.4	269	Salmsach	0.30	0.2	0.8	0.6	0.30	15

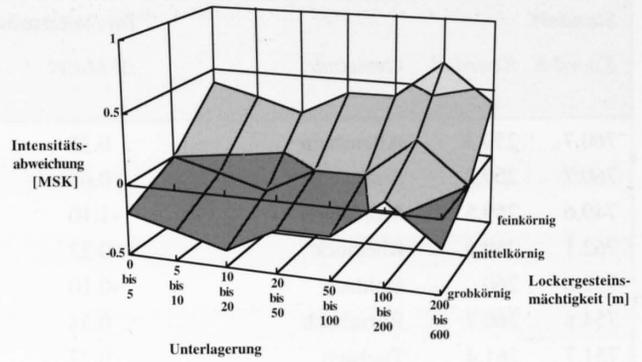
C Verteilung der Intensitätsabweichungen



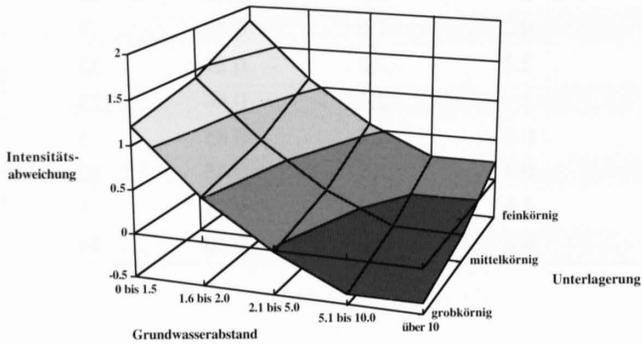
Figur C1: Das Diagramm zeigt die Intensitätsabweichungen der Erdbebenbeobachtungen vom regionalen gemittelten Intensitätswert. In der Verteilung sind die Werte aus dem St. Galler Rheintal dargestellt.

D Verhalten der Intensitätsabweichungen bei mehreren Einflussparameter

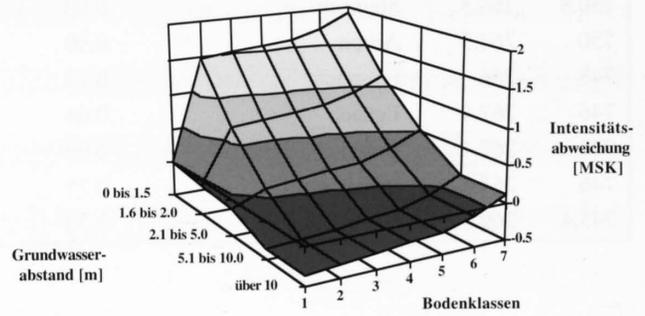
In den nachfolgenden Diagrammen (D1 bis D7) ist die lokale Intensitätsabweichung beim Zusammenwirken mehrerer Bodeneigenschaften dargestellt.



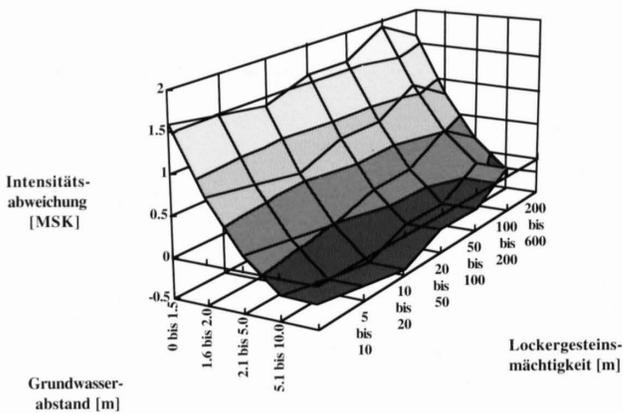
Figur D4



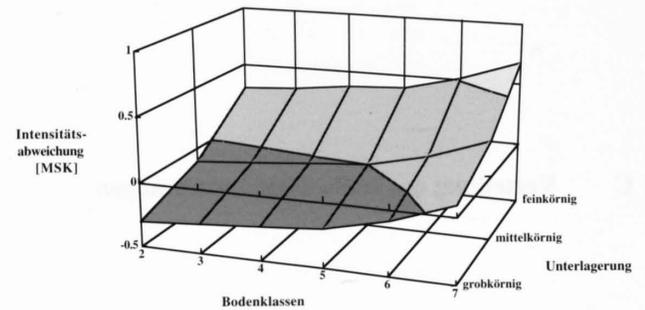
Figur D1



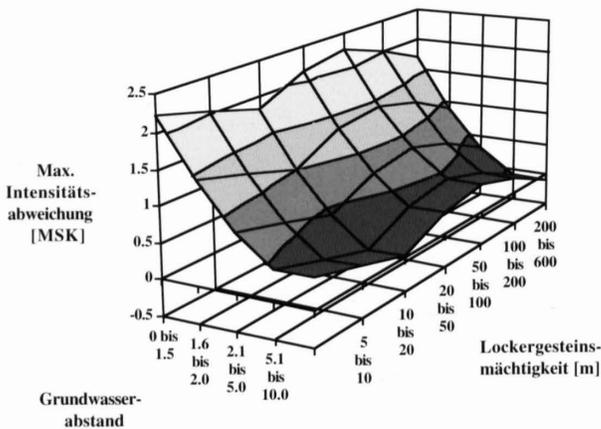
Figur D5



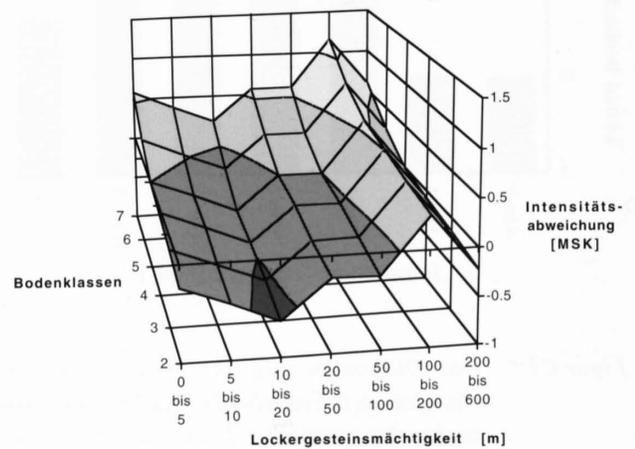
Figur D2



Figur D6



Figur D3

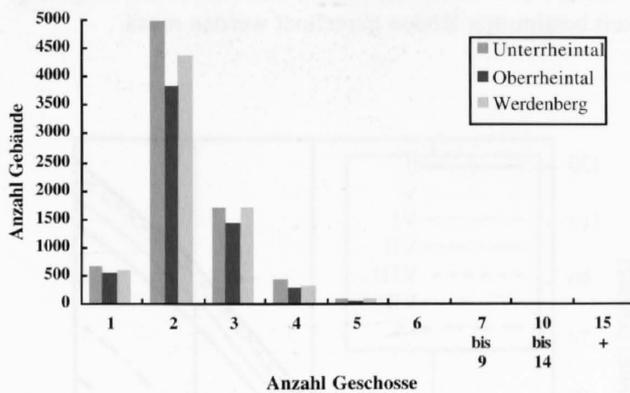


Figur D7

E Struktur der Wohngebäude im St. Galler Rheintal

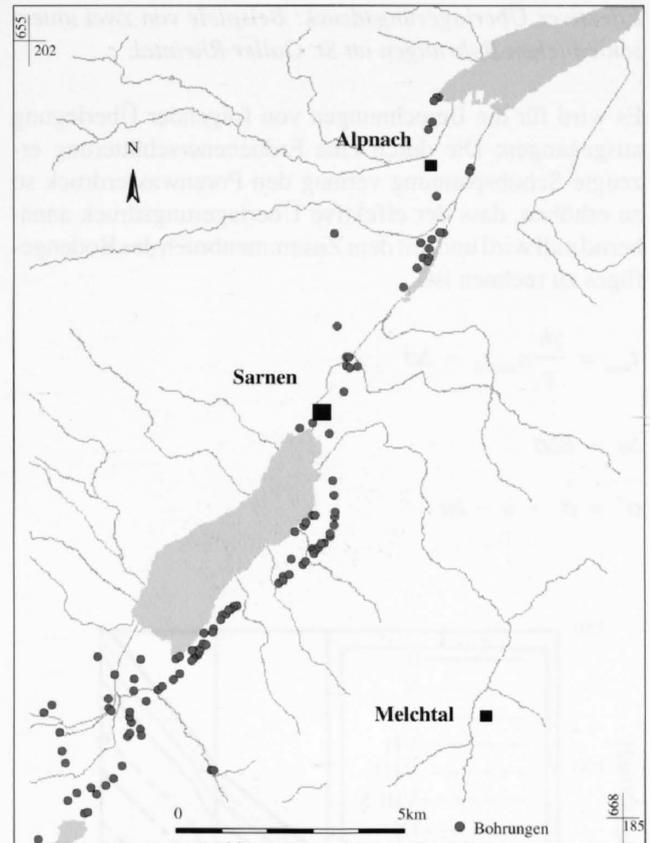
Dargestellt sind die Anzahl Gebäude, getrennt nach ihrer Stockwerkshöhe, resp. nach der Anzahl ihrer Geschosse. Die häufigsten Wohngebäude im St. Galler Rheintal sind zwei bis drei Stockwerke hoch.

Die grösste Tragwerksschaden-Intensität liegt bei dieser Gebäudeklasse bei einer Grundschwingdauer von 0.4 bis 0.75 s. Dies entspricht der Grundschwingdauer eines Baugrundes, der eine Lockergesteinsmächtigkeit von ca. 40 bis 80 m aufweist. In diesem Bereich sind im St. Galler Rheintal auch die grössten positiven lokalen Abweichungen der makroseismischen Intensitäten festgestellt worden (s. Kap 3.1, Fig. 3.10 und Fig. 3.11).



Figur E: Gebäude und Wohnerhebung im St. Galler Rheintal 1990 (Bundesamt für Statistik, 1996).

F Lage der Bohrungen im Kanton Obwalden



Figur F: Lage der Bohrungen im Kanton Obwalden.

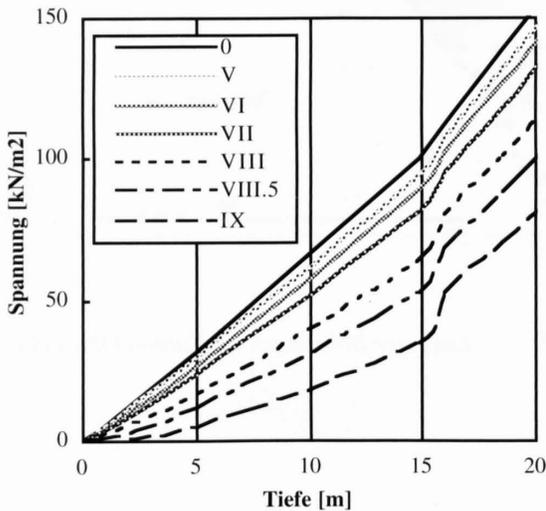
Effektiver Überlagerungsdruck: Beispiele von zwei unterschiedlichen Bohrungen im St. Galler Rheintal.

Es wird für die Berechnungen von folgender Überlegung ausgegangen: Die durch eine Erdbebeneerschütterung erzeugte Schubspannung vermag den Porenwasserdruck so zu erhöhen, dass der effektive Überlagerungsdruck annähernd null wird und mit dem Zusammenbruch des Bodengefüges zu rechnen ist.

$$\tau_{\max} = \frac{\gamma h}{g} a_{\max} r_d \approx \Delta\sigma$$

$$\Delta u = B\Delta\sigma$$

$$\sigma' = \sigma_z - u - \Delta u$$



Figur G1: Profil von Figur 3.40

τ_{\max} = maximale Schubspannung eines Bodens während eines Erdbebens erzeugt durch Scherwellen (s. STUDER & ZIEGLER 1986)

σ' = effektive Spannung

σ_z = Überlagerungsdruck

u = Porenwasserdruck

Δu = Porenwasserüberdruck

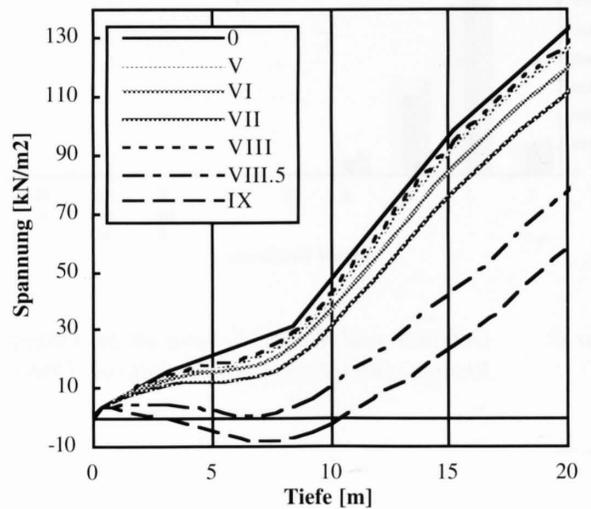
B = Porenwasserdruckkoeffizient B (1 bei undrainierten Verhältnissen)

γ = Raumgewicht

r_d = tiefenabhängiger Reduktionsfaktor

h = Höhe der Bodensäule

Die Resultate (siehe auch Fig. 3.37) geben an, ob, und in welchem Intensitätsbereich mit dem Verlust der Tragfähigkeit bestimmter Böden gerechnet werden muss.



Figur G2: Profil von Figur 3.41